



JENS MATTHIESSEN

**DINOFLAGELLATEN-ZYSTEN
IM SPÄTQUARTÄR
DES EUROPÄISCHEN NORDMEERES:
PALÖKOLOGIE UND
PALÄO-OZEANOGRAPHIE**

X 21(7)

89 5701/7

GEOMAR
- Bibliothek -
Wischhofstr. 1-3
2300 KIEL 14

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1991

GEOMAR REPORT 7

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel

Herausgeber: Jörn Thiede

Editor: Jörn Thiede

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-2300 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-2300 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

INHALTSVERZEICHNIS

ZUSAMMENFASSUNG

I. EINLEITUNG.....	1
1. Einführung und Zielsetzungen.....	1
2. Morphologie und Ozeanographie im Europäischen Nordmeer.....	2
II. METHODEN.....	7
1. Das Untersuchungsmaterial.....	7
1.1 Beprobung der Sedimente.....	7
1.2 Chemische Aufbereitung.....	9
2. Klassifizierung der organischen Mikrofossilien.....	10
3. Auswertung der Streupräparate.....	11
3.1 Relative Häufigkeiten.....	12
3.2 Semiquantitative Abschätzungen der Zystenkonzentrationen..	13
4. Zeitskalen.....	15
5. Statistische Verfahren.....	17
5.1 Klusteranalyse.....	18
5.2 Faktorenanalyse.....	18
III. DIE PALÖKOLOGIE DER DINOFLAGELLATEN-ZYSTEN UND VERWANDTER ORGANISCHER MIKROFOSSILIEN IM EUROPÄISCHEN NORDMEER.....	19
1. Rekonstruktion der Ökologie aus Verbreitungsmustern in rezenten Oberflächensedimenten.....	19
2. Ökologie der Dinoflagellaten und ihrer Zysten.....	20
2.1 Die Ökologie der Dinoflagellaten und die biologische Bedeutung ihrer Zysten.....	20
2.2 Die Ökologie der Dinoflagellaten-Zysten.....	20
2.3 Fossile Überlieferung der Dinoflagellaten-Populationen....	23
3. Die Verbreitungsmuster der Taxa und Gemeinschaften.....	24
3.1 Biogeographie und Ökologie der einzelnen Taxa.....	24
3.2 Gemeinschaften im Europäischen Nordmeer.....	51
3.3 Konzentrationen der Dinoflagellaten-Zysten.....	52

4. Die ökologische Klassifikation der Taxa.....	53
4.1 Klusteranalyse: Gruppierung der Taxa.....	53
4.2 Faktorenanalyse: Definiton von Gemeinschaften.....	55
4.3 Synthese: Die ökologische Klassifikation.....	57
5. Vergleich mit dem kieseligen und kalkigen Plankton.....	58
5.1 Konzentrationen der Planktongruppen.....	58
5.2 Zusammensetzung der Faunen und Floren.....	59
6. Zusammenfassung: Ökologie und Ozeanographie.....	61
6.1 Die Verbreitungsmuster einzelner Arten und die Ozeanographie.....	61
6.2 Gemeinschaften und Ozeanographie.....	63
 IV. DIE SPÄT- UND POSTGLAZIALE ENTWICKLUNG DES NORWEGENSTROMES.....	68
1. Paläo-ozeanographie in den letzten 15000 Jahren.....	68
2. Ergebnisse.....	69
2.1 Dinozysten-Gemeinschaften im Spät-und Postglazial.....	69
2.2 Stratigraphie und Florenereignisse.....	72
2.3 Die isochrone Verbreitung der einzelnen Taxa.....	75
3. Dinoflagellaten-Zysten als Anzeiger palökologischer Veränderungen.....	79
3.1 Die Entwicklung der Gemeinschaften im Europäischen Nordmeer.....	79
3.2 Die Entwicklung der Gemeinschaften im Europäischen Nord- meer im Vergleich zu den angrenzenden Meeresgebieten.....	81
4. Die spät- und postglazialen Fluktuationen und Veränderungen des Norwegenstromes.....	85
4.1 Ursachen für die ozeanographischen Veränderungen.....	85
4.2 Zusammenhänge zwischen Florenveränderungen und paläo-ozeanographischen Ereignissen.....	87
 V. DANK.....	93
 VI. LITERATURVERZEICHNIS.....	94

TAFELN

ABSTRACT

Dinoflagellate cysts have been investigated in surface sediments from the Norwegian-Greenland Sea and short sediment cores from the Norwegian Sea spanning the last 15,000 years.

The distribution of single species and assemblages is related to the bathymetry and oceanography of the Norwegian-Greenland Sea. Oceanographic fronts can be recognized in the distribution of species and assemblages.

Round protoperidinioid cysts, *Multispinula minuta* s.l. and *Halodinium* spp., characterize the assemblages from the East Greenland Shelf. *Nematosphaeropsis labyrinthus* and *?Impagidinium pallidum* dominate the assemblages in the central Iceland and Greenland Seas. *Operculodinium centrocarpum* is important in the marginal area of the Arctic domain and dominates clearly the assemblages from the Norwegian Sea. Assemblages from the shelf of north Iceland are marked by cysts of *Peridinium faeroense*.

The distribution pattern of single species and assemblages reveals that relatively warm north Atlantic waters only pass through the Faeroe Shetland Canal into the Norwegian-Greenland Sea and further up into the eastern Arctic Ocean and the Barents Sea. In the southern Norwegian Sea the Atlantic water masses are already modified by advection of surface waters from the North Sea.

The development of the Norwegian current has been reconstructed by means of dinoflagellate cysts since termination I_A. North Atlantic water masses have almost always influenced the surface water masses in the last 15,000 years. Since ca. 12,000 to 13,000 BP, the influence of warmer North Atlantic waters increased significantly in the Norwegian-Greenland Sea. The modern circulation system was established around 10,000 BP. First, the Norwegian current was cooler and less saline, and then obtained its modern hydrographic properties around 6,000 to 7,000 BP. A slight change towards cooler conditions is documented in the western marginal areas in the last 2,000 to 3,000 years.

Changes in the oceanography of the Norwegian-Greenland Sea must be related to modifications in the water masses and the circulation system of the entire North Atlantic. The discontinuous influx of meltwater may have been an important factor for changes in the oceanography and the ecological conditions.

ZUSAMMENFASSUNG

Dinoflagellaten-Zysten wurden an Oberflächenproben aus dem Europäischen Nordmeer und an kurzen spät- und postglazialen Kernprofilen aus der Norwegischen See untersucht.

Die Verbreitung einzelner Arten und Gemeinschaften ist von der Bathymetrie und der Ozeanographie abhängig. Ozeanographische Fronten bilden sich deutlich in der Verbreitung der Arten und Gemeinschaften ab.

Runde protoperidinoide Zysten, *Multispinula minuta* s.l. und *Halodinium* spp. charakterisieren die Gemeinschaften auf dem Ostgrönland-schelf. *Nematosphaeropsis labyrinthus* und ?*Impagidinium pallidum* dominieren die Gemeinschaften in der zentralen Island- und Grönland See. *Operculodinium centrocarpum* ist in den Randbereichen der arktischen Domäne zusätzlich von Bedeutung und dominiert eindeutig die Gemeinschaften in der Norwegischen See. Die Gemeinschaften auf dem Schelf vor Nordisland werden durch Zysten von *Peridinium faeroense* gekennzeichnet.

Die Verbreitungsmuster einzelner Arten zeigen, daß relativ warmes nordatlantisches Wasser nur durch den Faeroe-Shetland Kanal nach Norden vordringt und sich in den Gemeinschaften bis in den östlichen Arktischen Ozean und die Barents See weiterverfolgen läßt. Bereits in der südlichen Norwegischen See werden die atlantischen Wassermassen durch Zustrom von Oberflächenwasser aus der Nordsee modifiziert.

Mit Hilfe der Dinoflagellaten-Zysten wurde die Entwicklung des Norwegenstromes seit der Termination I_A rekonstruiert. Nordatlantisches Wasser hat in den letzten 15000 Jahren überwiegend die Oberflächenwassermassen beeinflusst. Ab ca. 12000-13000 J.v.h. strömte zunehmend wärmeres nordatlantisches Wasser in das Europäische Nordmeer. Das heutige Zirkulationssystem etablierte sich vor ca. 10000 Jahren. Zunächst war der Norwegenstrom kühler und geringer salin, um dann vor ca. 6000-7000 Jahren seine heutigen hydrographischen Eigenschaften zu erhalten. In den letzten 2000-3000 Jahren ist eine leichte Veränderung zu kühleren Bedingungen in dem westlichen Randbereich belegt.

Die Veränderungen in der Ozeanographie des Europäischen Nordmeer müssen in Zusammenhang mit Modifikationen der Wassermassen und des Strömungssystems im gesamten Nordatlantik gesehen werden. Diskontinuierliche Zufuhr von Schmelzwasser könnte ein wichtiger Faktor für Veränderungen in der Ozeanographie und den ökologischen Randbedingungen gewesen sein.

I. EINLEITUNG

1. Einführung und Zielsetzungen

Das Europäische Nordmeer stellt ein relativ einfaches geologisches Sedimentationsbecken dar, das im Westen und Osten durch Schelfe und Landmassen sowie im Süden durch eine untermeerische Schwelle begrenzt wird. Nur nach Norden besitzt es eine enge Tiefwasserverbindung zu dem ebenfalls isolierten Arktischen Ozean (Abb. 1). Das thermohaline Strömungssystem, das relativ warme, saline Oberflächenwässer des Nordatlantiks in verschiedene kalte und dichte Wassermassen überführt, und die geographische Lage im Übergangsbereich von der arktischen zur gemäßigten Klimazone verursachen deutliche räumliche und zeitliche Fluktuationen in den Wassermassen und Strömungen. Die Oberflächenwassermassen sind das Bindeglied zwischen der Hydrosphäre der tieferen Wassermassen und der Atmosphäre. Sie reflektieren damit am deutlichsten Klimaschwankungen und beeinflussen über die Zwischenwasser- und Tiefenwasserbildung die Hydrographie des Weltozeans.

Um zeitliche und räumliche Veränderungen der Oberflächenwassermassen zu rekonstruieren, können fossilisierbare kalkige, kieselige und organische Planktonorganismen (planktische Foraminiferen, Coccolithophoriden, Diatomeen, Silicoflagellaten, Radiolarien, Dinoflagellaten-Zysten) als geologische Indikatoren der hydrographischen Eigenschaften rezenter und fossiler Oberflächenwassermassen genutzt werden.

Die organischen Mikrofossilien, außer kalkigen und kieseligen Mikrofossilien der dritte wichtige biogene Bestandteil der Sedimente, sind bisher mit paläontologischen Methoden im Europäischen Nordmeer nicht detailliert untersucht worden; vermutlich weil diese Gruppe relativ selten sedimentbildend ist und ihr deshalb nur eine geringe Bedeutung beigemessen wird. Der entscheidende Vorteil einiger dieser Gruppen liegt darin, daß ihre Gemeinschaften durch natürliche Prozesse in der Wassersäule nur wenig verändert werden und sie deshalb ozeanographische Signale nahezu unverfälscht fossil überliefern könnten.

Dinoflagellaten, die außer den Diatomeen und Coccolithophoriden die wichtigste Phytoplanktongruppe sind, bilden teilweise fossilisierbare Zysten aus organischer Substanz, mit denen räumliche und zeitliche Veränderungen der Oberflächenwassermassen rekonstruiert werden können (Dale 1983). Dinoflagellaten-Zysten (im folgenden kurz Dinozysten genannt), sind bisher im Europäischen Nordmeer nur in rezenten und

spätquartären Sedimenten der Norwegischen See untersucht worden (Harland 1983, 1984) und können deshalb noch nicht zu detaillierten Aussagen über die paläoozeanographische Entwicklung im gesamten Europäischen Nordmeer benutzt werden. Die hier durchgeführten Untersuchungen verfolgen daher im wesentlichen zwei Ziele.

1. Zunächst soll der Frage nachgegangen werden, ob die Verteilungsmuster der Dinozysten und ihrer Gemeinschaften in Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeeres die Ozeanographie der Oberflächenwassermassen widerspiegeln. Die Untersuchungen an Oberflächensedimenten konzentrieren sich insbesondere auf das westliche und nördliche Europäische Nordmeer. In diesen Regionen fehlen kalkige und kieselige Planktonten in den Sedimenten oder kommen nur mit geringen Diversitäten vor, obwohl diese noch in der Wassersäule beobachtet werden können (u.a. Braarud 1935; Samtleben & Schröder 1990; Koc Kapuz & Schrader 1990; Molina-Cruz, in Vorb.).
2. Die zeitlichen Fluktuationen der Dinozysten-Gemeinschaften sollen danach an spät- und postglazialen Kernprofilen im östlichen Europäischen Nordmeer untersucht werden, um die Entwicklung des Norwegenstromes seit der letzten Eiszeitermination zu rekonstruieren. An gut datierten Kernen soll geklärt werden, ob markante Veränderungen der Floren im Verlauf des Norwegenstromes zeitgleich oder zeittransgressiv erfolgen. Besonderer Bedeutung kommt dabei dem Spätglazial zu, in dem andere planktische Mikrofossilien zum Teil fehlen bzw. nur spärlich vorkommen. Das könnte insbesondere zur Beantwortung der Frage nach den Ursachen der fossilfreien Abschnitte in quartären Sedimenten der hohen Breiten beitragen (Baumann 1990; Gard 1988; Koc Karpuz & Schrader 1990).

2. Morphologie und Ozeanographie im Europäischen Nordmeer

Die Bathymetrie des Europäischen Nordmeeres bildet den äußeren morphologischen Rahmen, der die Zirkulation und die Wassermassen an der Oberfläche und in der Tiefe sowie ihren Austausch mit dem Nordatlantik und dem Arktischen Ozean bestimmt (z.B. Perkin & Lewis 1984; Johannessen 1986; Aagaard et al. 1987; Quadfasel & Meincke 1987;

Quadfasel et al. 1987; Bourke et al. 1988; Gascard et al. 1988; Midttun 1989; Abb.1).






Ozeanographische Fronten verlaufen entlang bathymetrischer Strukturen auf den Schelfen, entlang den Schelfrändern und mittelozeanischen Rücken (Abb.1). Sie grenzen drei wichtige ozeanographische Domänen voneinander ab (Swift 1986). Die Polarfront verläuft entlang des ostgrönländischen Schelfrandes und trennt die polare Domäne von der arktischen Domäne. Polare Wassermassen werden durch Temperaturen unter 0°C und Salinitäten $<34,4$ PSU charakterisiert. Im Sommer kann die Salinität auch 30 PSU unterschreiten und die Temperaturen über $3-5^{\circ}\text{C}$ liegen. Arktisches Oberflächenwasser weist im Sommer durchschnittliche Temperaturen von $0-4^{\circ}\text{C}$ und Salinitäten von 34,6 bis 34,9 PSU auf. Die Eisgrenze befindet sich im Winter innerhalb der arktischen Domäne, während sie im Sommer in der polaren Domäne liegt (Abb.1). Die Arktisfront verläuft entlang des Mohns und Knipovich Rückens, von Nordwesten nach Südosten quer durch die Island See bis zum Island-Faeroe Rücken und bildet die westliche Grenze der atlantischen Domäne (Dickson et al. 1988; Swift 1986). In der westlichen Barents See ist die Arktisfront noch deutlich ausgebildet, während sie in der östlichen Barents See weniger markant ist (Midttun 1989). Atlantisches Wasser besitzt per Definition Temperaturen von $>3^{\circ}\text{C}$ und Salinitäten $>34,9$ PSU (Swift 1986). Die sommerlichen Temperaturen liegen zwischen 6° bis 10°C und die Salinitäten zwischen 35,1-35,3 PSU. Die norwegische Küstenfront trennt niedrig salines norwegisches Küstenwasser ($T>7^{\circ}\text{C}$, $S>34,7$ PSU) von atlantischem Wasser (Johannessen 1986).

Die charakteristischen hydrographischen Eigenschaften erhalten die Oberflächenwassermassen zum einen im nordöstlichen Nordatlantik und angrenzenden Meeresgebieten, zum anderen im Arktischen Ozean (Abb. 1). Die Nordatlantikdrift (NAD) und der Norwegenstrom (NC) transportieren relativ warme, saline Wassermassen nach Norden in die atlantische Domäne, während die Transpolardrift und der Ostgrönlandstrom (EGC) kaltes, niedrig salines Wasser in die polare Domäne führen (u.a. Johannessen 1986; Swift 1986). Entlang der norwegischen Küste führt der norwegische Küstenstrom (NCC) niedrig salines Wasser aus dem Bereich der nordwesteuropäischen Schelfe und der norwegischen Fjorde nach Norden bis in die Barents See (Gade 1986).

Der Norwegenstrom spaltet sich entlang des Barents Schelfes zunächst in den Nordkapstrom und den Westspitsbergenstrom (WSC).



Abb. 1: Heutige Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer und den angrenzenden Meeresgebieten. Die ozeanographischen Fronten und die südlichen Ränder der maximalen und minimalen Eisbedeckung sind eingezeichnet. Die Abkürzungen sind im Text erklärt (aus Bourke et al. 1987, 1988; Dickson et al. 1988; Johannessen 1986; Midttun 1989; Paquette et al. 1985; Swift 1986).

-  Polarfront
-  Arktisfront
-  (Subarktisfront S' des Island-Schottland Rückens)
-  Eisbedeckung (max. Winter)
-  Eisbedeckung (min. Sommer)

Arktisches Oberflächenwasser, das in der nordwestlichen Barents See nach Süden und Südwesten vordringt, wird mit dem Ostspitsbergenstrom (ESC) in den Westspitsbergenstrom geführt (Midttun 1989). In der Framstraße spaltet sich der Westspitsbergenstrom um 79°N in mehrere Zweige auf. Der östliche Zweig fließt entlang der Schelfkante von Spitsbergen nach Osten, gewinnt durch Abkühlung zunehmend an Dichte und sinkt unter das polare Oberflächenwasser, um als Zwischenwasser ('Atlantische Lage') durch den Arktischen Ozean entlang des Kontinentalhangs zu zirkulieren (Perkin & Lewis 1984; Aagaard et al. 1987; Bourke et al. 1988; Anderson et al. 1989). Der westliche Teil des atlantischen Wassers rezirkuliert hauptsächlich zwischen 78° und 79°N und 80° bis 81°N und fließt als Zwischenwasser (RAC) entlang des Ostgrönlandschelfes nach Süden (Paquette et al. 1985; Aagaard et al. 1987; Quadfasel et al. 1987; Bourke et al. 1988).

Nördlich von Jan Mayen und Island zweigen Teile des polaren Wassers als Jan Mayen Strom (JMC) und Ost-Islandstrom (EIC) nach Osten ab und bilden zusammen mit nach Westen fließenden atlantischen Wassermassen zwei saisonale zyklonale Wirbel in der zentralen Grönland- und Island See. Das polare Wasser vermischt sich nördlich von Island mit dem Irmingerstrom (IC), so daß der zum Ost-Islandstrom (EIC) geringe Temperaturen aufweist und niedrig salin ist ($0-1^{\circ}\text{C}$, 34,8-34,9 PSU; Swift & Aagaard 1981).

Zwischen- und Tiefenwasser bildet sich im Winter sowohl in der arktischen Domäne als auch zum Teil in den arktischen Schelfregionen (Aagaard et al. 1985; Midttun 1985; Swift 1986; Quadfasel et al. 1988; Smeethie et al. 1988; Blindheim 1989). Das Tiefenwasser zirkuliert überwiegend intern im Europäischen Nordmeer und dem Arktischen Ozean (Aagaard et al. 1985). Grönlandseetiefenwasser (GSDW) vermischt sich in der Peripherie des Grönlandseewirbels mit eurasischem Tiefenwasser (EBDW), das von Norden durch die Framstraße herangeführt wird, zu Norwegensee-Tiefenwasser (NSDW). Das NSDW fließt durch Lücken im mittelozeanischen Rücken nördlich von Jan Mayen in das Lofoten- und Norwegenbecken. Ein Teil des neugebildeten NSDW und des alten NSDW fließt entlang des östlichen Randes der Grönland See nach Norden in den Arktischen Ozean (Swift & Koltermann 1988; Smeethie et al. 1988).

Der Grönland-Schottland Rücken läßt nur einen Ausstrom von Zwischenwassermassen und in geringem Umfang von Tiefenwasser zu (Aagaard et al. 1985). Das in der Island See gebildete arktische Zwischenwasser

II. METHODEN

1. Das Untersuchungsmaterial

1.1 Beprobung der Sedimente

Die überwiegende Anzahl der Oberflächensedimente wurde auf den Ausfahrten direkt aus Großkastengreifern (GKG) entnommen. Dazu wurde mit Hilfe eines Aluminiumrahmens eine Fläche von 10x10cm ca. 1cm tief beprobt. Diese Proben sind im Anhang 3.1 mit einem B gekennzeichnet. Die geographischen Positionen, Schiffs- und Stationsnummern der bearbeiteten Oberflächensedimente sind in Anhang 3.1 aufgeführt und als fortlaufende Nummern in Abb. 2 eingezeichnet.

Es wurde eine möglichst gleichmäßige Abdeckung des Europäischen Nordmeeres angestrebt, um alle wichtigen ozeanographischen Bereiche dieses Meeresgebietes zu untersuchen. Deshalb wurden zusätzlich Sedimentkerne aus dem Archiv beprobt (Anhang 3.1: A), die nach den Kernbeschreibungen gut erhaltene Oberflächen aufweisen und an den Sedimentoberflächen holozäne Sedimente aufweisen (Gard 1988). Es ist mit Ausnahme der südöstlichen Norwegischen See, des Norwegenschelfes und der südlichen Framstraße gelungen, ein Probennetz rezenter Oberflächensedimente aus dem Europäischen Nordmeer mit einer einigermaßen regelmäßigen, regionalen Verteilung zu bearbeiten.

Alle Sedimente aus Kernprofilen wurden als 1cm mächtige Schlitzpro-

Tab. 1: Geographische Positionen, Wassertiefen, Kerngewinne und bearbeitete Kernlängen der untersuchten Sedimentkerne.

Kern	Gerät	Expedition	Geograph. Position		Wasser- tiefe (m)	Kerngewinn/ bearb.Länge (m)
			Breite	Länge		
23059-2	GKG	M 2/2	70°18,3'N	03°07,3'W	2283	40/28
23062-2	GKG		68°43,7'N	00°10,1'E	2244	40/40
23071-2/3	GKG/KAL		67°05,1'N	02°54,4'E	1306	805/105
23199-2	SL	ARK I/3	68°22,6'N	05°13,5'E	1983	636/70
21295-4	GKG	ARK III/3	77°59,5'N	02°25,2'E	3112	44/44

GKG: Großkastengreifer KAL: Kastenlot SL: Schwerelot

M: Meteor ARK: Polarstern

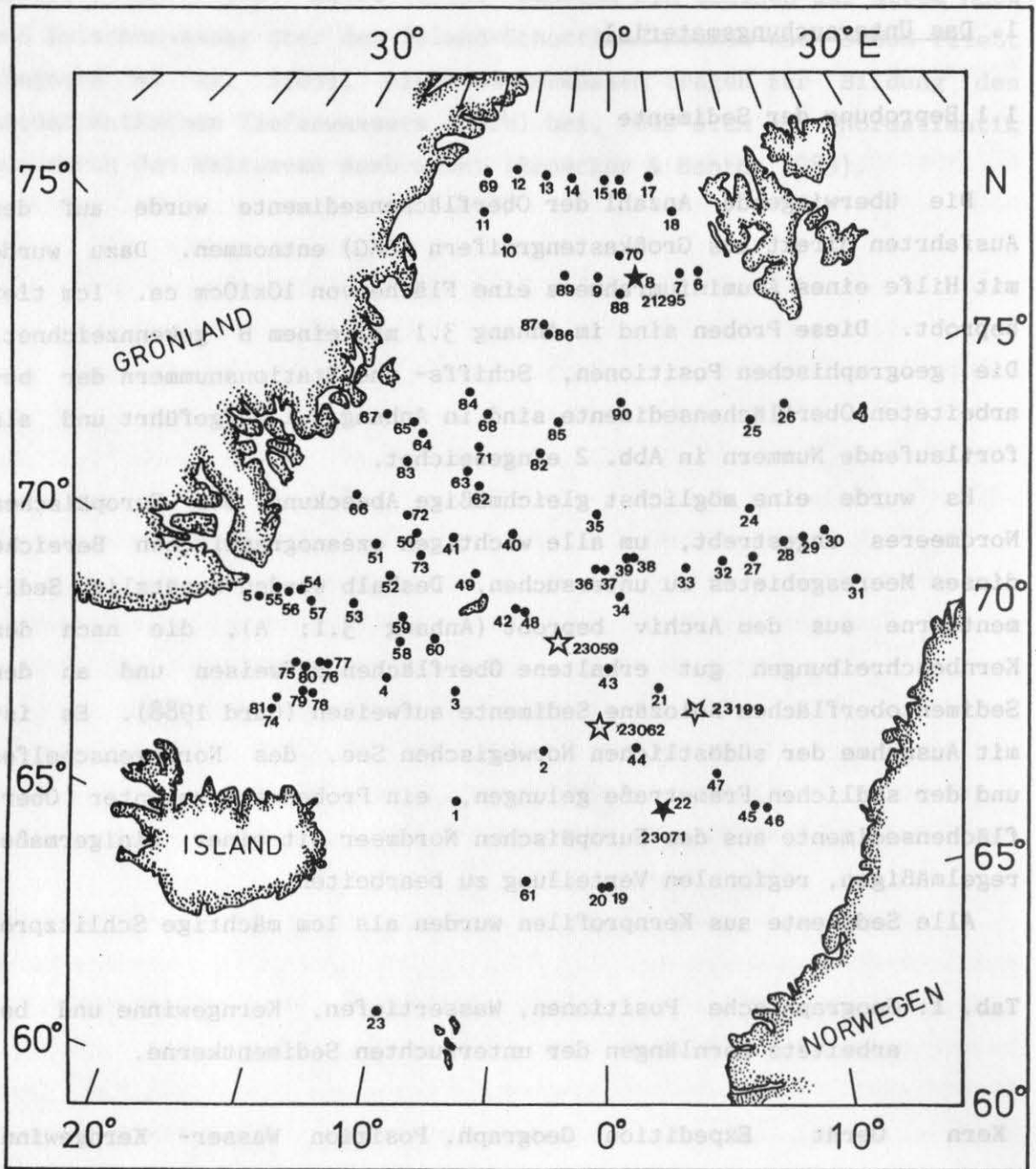


Abb. 2: Geographische Positionen der untersuchten Oberflächenproben und Kernprofile. Die Oberflächenproben sind mit Kreisen markiert, die Kernprofile mit Stern (ausgefüllter Stern: Kernprofile mit Oberflächenprobe).

ben aus Archivlinern entnommen. Die Lokationen der Kernstationen sind in Tab. 1 zu finden und in Abb. 2 eingezeichnet.

Die Probenteufen sind unter den einzelnen Kernstationen im Anhang 4.1 zu finden. Im weiteren Text werden die einzelnen Sedimentkerne nur mit den entsprechenden Stationsnummer geführt.

1.2 Chemische Aufbereitung

Die Proben wurden nach palynologischen Standardverfahren aufbereitet, die ausführlich von Barss & Williams (1973), Doher (1980) und Phipps & Playford (1984) beschrieben wurden. Die einzelnen Schritte variieren jedoch stark in Abhängigkeit von der Zusammensetzung des Probenmaterials, so daß hier nur der prinzipielle Ablauf beschrieben und im Übersichtsdiagramm (Abb. 3) dargestellt wird.

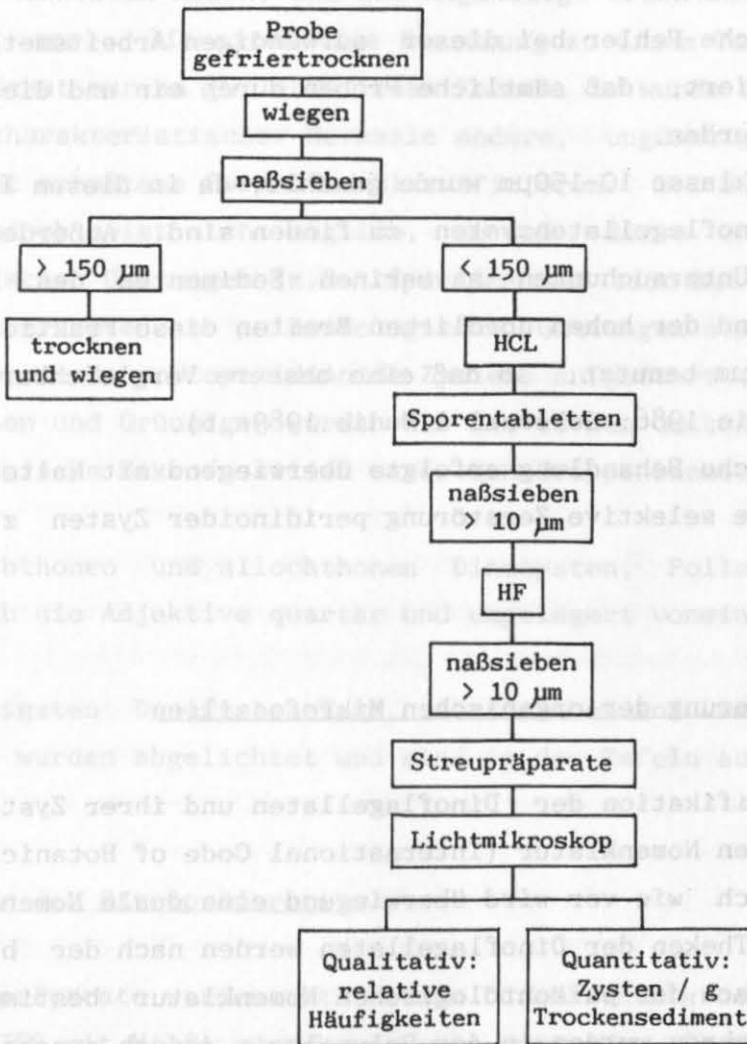


Abb. 3: Übersichtsdiagramm der Probenaufbereitung.

Die Ausgangsprobenmenge betrug in Abhängigkeit von Verfügbarkeit, Korngrößenverteilung und relativem Alter der Probe ca. 2g bis 30g Naßsediment, das gefriergetrocknet und gewogen wurde. Bei interglazialen und feinkörnigen Sedimenten konnten die geringsten Mengen benutzt werden. Anschließend wurde die Probe durch 150µm Nylongaze mit entmineralisiertem Wasser naß gesiebt. Die Grobfraction (>150µm) wurde getrocknet und gewogen. Die Feinfraction (<150µm) wurde zunächst mit

Salzsäure (HCl 10-20%) behandelt, um Karbonate zu lösen. Gleichzeitig wurden 1-2 Tabletten mit Sporen von *Lycopodium clavatum* zugesetzt. Nach dem Sieben mit entmineralisiertem Wasser durch 10µm Polyester-Gaze wurden die Silikate mit Flußsäure (HF 38-40%) gelöst und durch erneutes Sieben die organischen Mikrofossilien in der Fraktion 10-150µm angereichert. Eventuell neugebildete Fluorosilikate wurden nachträglich mit HCl gelöst. Homogenisierte Aliquots der Proben wurden in Glyceringelatine für die mikroskopische Auswertung eingebettet.

Systematische Fehler bei dieser aufwendigen Arbeitsmethode wurden dadurch minimiert, daß sämtliche Proben durch ein und dieselbe Person aufbereitet wurden.

Die Größenklasse 10-150µm wurde gewählt, da in diesem Intervall die quartären Dinoflagellatenzysten zu finden sind. Außerdem wurde in zahlreichen Untersuchungen an marinen Sedimenten des Europäischen Nordmeeres und der hohen nördlichen Breiten diese Fraktion bzw. die Fraktion <125µm benutzt, so daß eine bessere Vergleichbarkeit gegeben ist (z.B. Mudie 1986; deVernal & Mudie 1989a,b).

Die chemische Behandlung erfolgte überwiegend mit kalten Säuren, um eine mögliche selektive Zerstörung peridinoider Zysten zu vermeiden (Dale 1976).

2. Klassifizierung der organischen Mikrofossilien

Die Klassifikation der Dinoflagellaten und ihrer Zysten baut auf der botanischen Nomenklatur (International Code of Botanical Nomenclature) auf. Nach wie vor wird überwiegend eine duale Nomenklatur verwendet. Die Theken der Dinoflagellaten werden nach der biologischen, die Zysten nach der paläontologischen Nomenklatur bestimmt. In den vergangenen Jahren wurden in der Palynologie jedoch zunehmend Klassifikationen angewandt, die die natürlichen Zusammenhänge zwischen Theken und ihren Zysten betonen und die Benutzung des biologischen Namens auch für die Zysten vorsehen (z.B. Dale 1977; Harland 1982; Lewis & Dodge 1987). Einzelne Zysten erhielten deshalb keinen paläontologischen Namen mehr (z.B. Zysten von *Protoperidinium americanum*, Lewis & Dodge 1987; Zysten von *Peridinium faeroense*, Dale 1977). Das setzt aber voraus, daß die Zysten eindeutig bestimmten Theken zugeordnet werden können, was jedoch bisher nur in relativ wenigen Fällen gelungen ist (Dale 1983). In dieser Arbeit wird die

paläontologische Nomenklatur benutzt und Zysten ohne eigenen Artnamen als "Zysten von..." (biologischer Artnamenname der Theka) aufgeführt.

Die Bestimmung der Gattungen und Arten erfolgte überwiegend nach Lentin & Williams (1989), Stover & Evitt (1978), Stover & Williams (1987) und der unter den einzelnen Taxa aufgeführten Literatur. Probleme bei der Identifikation bereiten die teilweise schlechte Erhaltung dünnwandiger Zysten (z.B. primär bedingt kollabierte Zysten bei protoperidinoiden Arten) und die ungünstige Orientierung (z.B. bei *Spiniferites* spp.). Die eindeutige Zuordnung zu einem Taxon erfolgte deshalb zunächst nur an gut erhaltenen Formen. Es wurde dann versucht, mit Hilfe charakteristischer Merkmale andere, ungünstig orientierte oder schlecht erhaltene Formen zu klassifizieren. Bei einigen Gruppen war das jedoch meist nicht möglich, so daß diese entweder unter paläontologischen Gattungen (z.B. *Spiniferites*) oder bei der Zugehörigkeit zu verschiedenen paläontologischen Gattungen als biologische Gruppen (z.B. runde protoperidinoide Zysten) aufgeführt sind.

Acritarchen und Grünalgen wurden nur bis zu den Gattungen bestimmt, andere organische Mikrofossilien unter den Gruppenbezeichnungen aufgeführt.

Die autochthonen und allochthonen Dinozysten, Pollen und Sporen wurden durch die Adjektive quartär und umgelagert voneinander unterschieden.

Die wichtigsten Dinozysten-Taxa, Acritarchen und weitere andere Palynomorphe wurden abgeleitet und sind in den Tafeln aufgeführt.

3. Auswertung der Streupräparate

Die Streupräparate wurden unter einem Durchlichtmikroskop Axiophot der Fa. ZEISS mit Hilfe verschiedenener optischer Standardverfahren (differentieller Interferenzkontrast nach Nomarski, Phasenkontrast, Fluoreszenzmikroskopie) ausgewertet. Die einzelnen Taxa wurden zunächst bei hoher Vergrößerung (63x, 100x) registriert und klassifiziert. Anschließend wurden die Präparate bei 40facher Vergrößerung ausgezählt.

3.1 Relative Häufigkeiten

Zählungen

Relative Häufigkeiten geben Auskunft über die Anteile einzelner Arten an der jeweiligen Gemeinschaft. Bei den Zählungen wurde allgemein angestrebt, eine Gesamtsumme von mindestens 200 gezählten quartären Dinozysten zu erreichen. Bei Proben mit niedrigen Konzentrationen der gesamten quartären Zysten und geringen Diversitäten erreichte die Gesamtsumme jedoch teilweise nur 100-200. Es wurde daher mindestens 1 Präparat, zum Teil auch 3 oder mehr ausgezählt, um die gewünschte Anzahl zu erreichen. Das gesamte Streupräparat und weitere wurden anschließend durchgesehen, um nach Möglichkeit alle in einer Probe vorhandenen Dinozysten-Arten zu erfassen. Diese wurden dann als vorhanden (*) notiert. Bei schlechter Erhaltung wurden einzelne Taxa erst dann erfaßt, wenn mindestens ein halbes Exemplar vorlag, daß dann auch nur als halber Zählwert in die Summe einging.

Alle übrigen Taxa (Acritarchen, Süßwasseralgen, Tintinniden-Loricae und -Zysten, umgelagerte Pollen und Sporen) wurden gleichzeitig mitgezählt. Da diese jedoch anderen botanischen und zoologischen Gruppen angehören, wurden sie nicht in der Gesamtsumme der gezählten Dinozysten einbezogen. Die Gesamtzahl der quartären Dinozysten diente als Referenzsumme zur Berechnung der relativen Anteile dieser Taxa.

Durch hohe Sedimentationsraten und hohen Süßwassereintrag (starke Verdünnung mit umgelagerten Palynomorphen bzw. höhere Anteile von Süßwasseralgen) kann die Anzahl der gezählten Exemplare, insbesondere im Spätglazial, weit unter der gewählten Mindestanzahl für statistische Zwecke ($n=100$) liegen. Bei Zahlen zwischen $n=80$ bis $n=100$ wurden nur die dominanten Taxa prozentual ausgewertet, die übrigen gefundenen Taxa als vorhanden (*) angegeben; bei weniger als 80 gezählten Exemplaren wurde keine Auswertung durchgeführt (s. Anhänge 3.2 und 4).

Fehler

Der Fehler wird aus der Quadratwurzel der gezählten Exemplare, geteilt durch die Anzahl der gezählten Exemplare berechnet (Abb. 3 in Stockmarr 1971). Bei 100 gezählten Exemplaren liegt er bei 10%, bei 400-500 zwischen 4,5-5%. Proben, die am Anfang der Untersuchungen während der Einarbeitung in die Taxonomie gezählt wurden, wurden später nochmals ausgezählt.

3.2 Semiquantitative Abschätzungen der Zystenkonzentrationen

Berechnung der Zahlen

Diese Abschätzungen wurden für die Gesamtsumme der quartären Dinozysten durchgeführt. Die Berechnungen erfolgten nach der Methode von Stockmarr (1971) mit Hilfe von *Lycopodium clavatum* - Tabletten.

$$OM (g^{-1}) = \frac{n \times n_{OM}}{n_L \times m_p} \quad (1)$$

n = Anzahl der zugesetzten Tabletten

n_{OM} = Anzahl der gezählten organischen
Mikrofossilien (OM)

n_L = Anzahl der gezählten *Lycopodium* -
Sporen

m_p = Trockengewicht der Probe

Benutzt wurden Tabletten der Batch-Nr.307862, hergestellt von Dansk Droge A/S, Ishøj, Danmark (Bezugsquelle: Department of Quaternary Geology, Lund, Schweden) mit den folgenden Kennziffern:

$$x = 13500, s = \pm 1543, V = \pm 2,3\%$$

Fehlerberechnung

Es handelt sich bei dieser Methode nicht um absolute Werte, sondern um Abschätzungen innerhalb eines Konfidenzintervalls. Die Genauigkeit dieser Methode hängt von der Tablettenkalibrierung (Varianz V), sowie der Anzahl der gezählten organischen Mikrofossilien und *Lycopodium*-Sporen ab. Der Fehler in den absoluten Häufigkeiten berechnet sich aus der Quadratwurzel der Summe der Einzelfehler (Stockmarr 1971).

$$\sigma (\%) = \pm 100 \sqrt{ \left(v^2 + \frac{n_{OM}^2}{n_{OM}^2} + \frac{n_L^2}{n_L^2} \right) } \quad (2)$$

Der Fehler kann damit nie kleiner als die Variation sein ($\pm 2,3\%$). Mit (2) läßt sich eine Graphik konstruieren, mit deren Hilfe sich der Fehler bei den Zählungen abschätzen läßt (s. Stockmarr 1971). Diese zeigt, daß bei jeweils mehr als 100 gezählten *Lycopodium*-Sporen und organischen Mikrofossilien (Dinozysten) der Fehler $< 15\%$ wird. Es wurde angestrebt, bei den Zählungen diese Minimalwerte zu überschreiten.

Vergleich mit anderen Methoden

Außer nach der Methode von Stockmarr (1971) oder leicht abgewandelter Methoden ('marker grain'-Methoden), die mit geeichten Suspensionen arbeiten (Matthews 1969), werden absolute Zahlen in der Palynologie auch sehr häufig nach der Aliquot-Methode (Jørgensen 1967) berechnet (Volumen/Gewicht). Vergleichende Untersuchungen an verschiedenen Sedimenttypen (Torfe, limnische Sedimente) mit beiden Methoden haben gezeigt, daß allgemein höhere Konzentrationen mit der 'marker grain'-Methode als mit der Aliquot-Methode berechnet werden. Die Kurvenverläufe weisen jedoch gleichläufige Trends auf (Funder 1978; de Vernal et al. 1987). Die Korrelation der Messungen ist gut und die absoluten Zahlen stimmen in den Größenordnungen überein. Der Unterschied zwischen den einzelnen Methoden betrug jedoch bis zu 33% bei den gleichen Proben.

Die Vorteile der sogenannten 'marker-grain' Methode liegen darin, daß kleine Verluste in der Aufbereitung bei homogenen Mischungen der Probe mit den Referenzsporen unproblematisch sind und die Handhabbarkeit der Probe dadurch einfacher ist. Geringe Verluste bei Anwendung der Aliquotmethode, die wie in diesem Fall im Laufe einer aufwendigen Aufbereitung unvermeidlich sind, führen zu nicht abschätzbaren Fehlern. Bei geringen absoluten Häufigkeiten der zu zählenden Partikel führen die Referenzsporen der 'marker-grain' Methode jedoch zu einer weiteren starken Verdünnung, da die Anzahl in den Tabletten nicht verkleinert werden kann. Dieser Nachteil existiert bei der Aliquot-Methode nicht.

Es erscheint sinnvoll, absolute Konzentrationen nur als Abschätzungen im Größenordnungsbereich (Genauigkeit max. 50% der Größenordnung) zu betrachten, die hinreichend genau sind, um Variationen zwischen einzelnen Proben und raum-zeitliche Trends aufzuzeigen.

Aussagewert der Zystenkonzentrationen

Bisherige Untersuchungen haben gezeigt, daß Zystenkonzentrationen in Oberflächensedimenten vermutlich einen "inshore-offshore"- und breitenabhängigen Trend zeigen (Wall et al. 1977). Die höchsten Werte können allgemein in Hangsedimenten beobachtet werden. Eine eindeutige Abnahme konnte jedoch bisher nur in Richtung auf Küsten erkannt werden, wobei in Wassertiefen unterhalb von 70m die Zahlen mit <100/g Sediment am geringsten waren, während zu wenige Daten über pelagische Oberflächensedimente vorliegen, um entsprechende Trends in dieser Richtung bestätigen zu können.

Bisher belegen nur küstennahe Sedimente, daß Zystenkonzentrationen in Richtung Äquator abnehmen. Diese Trends werden sowohl durch biologische als auch sedimentologische Faktoren bedingt (Wall et al. 1977). Es liegen jedoch bisher noch zu wenige Daten über Produktionsraten von Zysten im Oberflächenwasser und den Fluxraten ins Sediment vor, um den relativen Einfluß biologischer und sedimentologischer Faktoren bewerten zu können (Wall et al. 1977). Die Akkumulation feinkörniger Sedimente scheint jedoch mit höheren Zystenkonzentrationen zu korrelieren. Zystenkonzentrationen lassen auch keine Aussagen zur Paläoproduktivität zu, da zystenbildende Arten nur einen kleinen Ausschnitt der Dinoflagellatenpopulation darstellen.

Zystenkonzentrationen werden daher nur benutzt, um die Ursachen in den Veränderungen der Gemeinschaften zu beurteilen. Relative Häufigkeiten geben keine Auskunft darüber, ob Veränderungen auf Zu- oder Abnahmen einzelner Taxa zurückzuführen sind.

4. Zeitskalen

Oberflächensedimente

Wenige absolute Altersbestimmungen ergaben Alter von ca. 520 Jahren für Oberflächensedimente aus der Framstraße (Jones & Keigwin 1988) und zwischen 1290 und 2545 Jahre für Oberflächensedimente vom Vöring Plateau und der Jan Mayen Bruchzone (Vogelsang 1990). Die Bioturbation erfaßt im Untersuchungsgebiet besonders intensiv die obersten Zentimeter und homogenisiert diese vollständig (Romero-Wetzel 1989). Daher muß davon ausgegangen werden, daß der oberste Zentimeter Sediment einen Zeitraum von mindestens 500-2000 Jahren umfaßt. Diese Sedimente

werden im folgenden als rezente Sedimente betrachtet.

Kernprofile

Um in Dinooysten-Gemeinschaften dokumentierte palökologische Veränderungen mit klimatischen Veränderungen in Verbindung setzen zu können, muß soweit wie möglich eine von Dinooysten unabhängige Zeitskala etabliert werden. Somit läßt sich entscheiden, ob Veränderungen innerhalb der Floren synchron oder diachron erfolgen. Relative Alter können den Kernprofilen mit Hilfe der stabilen Sauerstoffisotopen zugewiesen werden. Die Terminationen I_A und I_B am Übergang des Spätglazials zum Postglazial bilden markante Veränderungen in den Kurven und erlauben eine erste Korrelation der Kerne und eine grobe Gliederung der Kerne in mehrere Abschnitte. Die Sauerstoff-Isotopendaten der Kernprofile 23071, 23062 und 23059 stammen von Vogelsang (1990), die des Sedimentkernes 23199 von Ramm (1988) und des Sedimentkernes 21295 von Jones & Keigwin (1988). Die absoluten Alter zusammen mit der Isotopenstratigraphie werden als Grundlage für die Altersmodelle der einzelnen Kerne genommen. Aus den untersuchten Kerne wurden an 37 Proben konventionelle ^{14}C und ^{14}C -AMS Alter gemessen (Anhang 2.1). Bei der konventionellen Methode kann eine gewisse Verunreinigung durch detritisches Karbonat oder umgelagerte Foraminiferen nicht ausgeschlossen werden (Vogelsang 1990). Das gleiche gilt auch für die Alter aus Pedersen (1987) und Ramm (1988), die aus dem Gesamtforaminiferenkarbonat bestimmt wurden. Es wird hier jedoch angenommen, daß trotz unterschiedlicher Meßmethoden und Probenmaterials die nach der konventionellen und AMS-Methode gemessenen Alter vergleichbar sind.

Die Alter zwischen den gemessenen Punkten wurden unter Annahme linearer Sedimentationsraten in den Intervallen berechnet. Dieses Verfahren ist zumindest in den Terminationen problematisch, da dort die Sedimentationsraten vermutlich stark schwanken. Sedimentkern 21295 aus der Framstraße, der durchgehend datiert wurde, zeigt jedoch auch in diesem Abschnitt Sedimentationsraten, wie sie für das Holozän errechnet werden.

Das Altersmodell für den Sedimentkern 21295 wurde unverändert aus Jones & Keigwin (1988) übernommen, desgleichen die Altersfixpunkte für Sedimentkern 23071 aus Vogelsang (1990). Für diesen Kern wurde zusätzlich ein Oberflächenalter von 2000 Jahren angenommen. Das Altersmodell des Sedimentkernes 23199 beruht abweichend von Vogelsang (1990)

hauptsächlich auf den absoluten Altern und dem von ihr angenommenen Oberflächenalter. Die Altersmodelle für Station 23059 und 23062 wurden im spätglazialen Teil von Vogelsang (1990) übernommen, im Holozän wurden die absoluten Alter als Fixpunkte genommen. Die in dieser Arbeit benutzten Altersfixpunkte sind in Anlage 4.2 aufgeführt, die einzelnen Meßwerte der Sauerstoffisotopen sind bei den verschiedenen Autoren zu finden.

Als Grundlage für die Chronostratigraphie des untersuchten Zeitabschnittes wurde die Gliederung von Mangerud et al. (1974) genommen (Abb. 4). Die Korrelation der einzelnen Chronozonen, die an terrestrischen Ablagerungen definiert wurden, mit den marinen Ablagerungen (Sauerstoffisotopenkurve der Station 23071; Vogelsang 1990) kann bisher nur indirekt über die gemessenen absoluten Alter erfolgen. Eine direkte Korrelation mit geologischen Daten konnte bisher noch nicht durchgeführt werden.

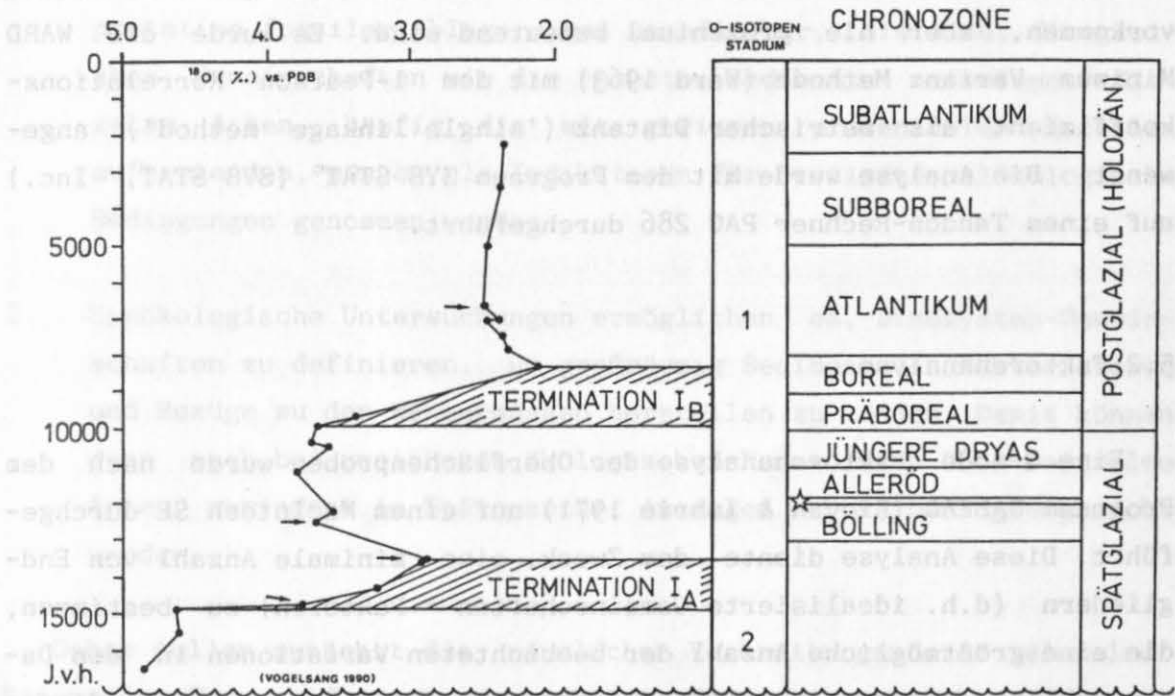


Abb. 4: Chronostratigraphie im Spätquartär.

Die Pfeile in den Isotopenkurven markieren ^{14}C AMS-Alter, der Stern die Ältere Dryas. Die Chronozonen wurden aus Mangerud et al. (1974) übernommen.

5. Statistische Verfahren

Multivariate statistische Analysen wurden angewandt, um die Inter-

pretationen aus den Ergebnissen der Oberflächenprobenbearbeitung abzusichern und zusätzliche Informationen aus den Daten zu gewinnen. Die statistische Behandlung ist jedoch nicht notwendig, um die Ergebnisse zu interpretieren. Sie stellt aber eine mathematische Überprüfung der subjektiven Behandlung der Daten dar. Mit der Clusteranalyse sollten die Zusammenhänge zwischen einzelnen Taxa geklärt, mit der Faktorenanalyse die Zusammensetzung der einzelnen Gemeinschaften definiert werden.

5.1 Clusteranalyse

Mit Hilfe der Clusteranalyse lassen sich Zusammenhänge zwischen einzelnen Taxa und Gruppen von Taxa aufzeigen, die ähnliche ökologische Präferenzen aufweisen. Dabei liegt der Vorteil dieser Analyse darin, daß diese sensibler für einzelne Taxa ist, die in vielen Proben vorkommen, aber nie prozentual bedeutend sind. Es wurde die Ward Minimum Varianz Methode (Ward 1963) mit dem 1-Pearson Korrelationskoeffizient als metrischer Distanz ('single linkage method') angewandt. Die Analyse wurde mit dem Programm SYS STAT® (SYS STAT, Inc.) auf einem Tandon-Rechner PAC 286 durchgeführt.

5.2 Faktorenanalyse

Eine Q-mode Faktorenanalyse der Oberflächenproben wurde nach dem Programm CABFAC (Klovan & Imbrie 1971) auf einem MacIntosh SE durchgeführt. Diese Analyse diente dem Zweck, eine minimale Anzahl von Endgliedern (d.h. idealisierte Gemeinschaften = Faktoren) zu bestimmen, die eine größtmögliche Anzahl der beobachteten Variationen in den Daten erklärt. Weiterhin sollte die taxonomische Zusammensetzung dieser idealisierten Endglieder bestimmt werden ('varimax factor score matrix'). Schließlich wurden jeder Probengemeinschaft die Anteile zugeordnet, die jedes Englied beiträgt ('varimax factor matrix'). Die Varimax Rotation stellt sicher, daß die idealisierten Endglieder einen realistischen Bezug zu einigen Originalproben in den Rohdaten aufweist. Die Kommunalität in der Faktorenmatrix ist ein Maß für die Homogenität der Proben. Die einzelnen Dateien sind im Anhang 3.4 aufgeführt.

III. DIE PALÖKOLOGIE DER DINOFLAGELLATEN-ZYSTEN UND VERWANDTER ORGANISCHER MIKROFOSSILIEN IM EUROPÄISCHEN NORDMEER

1. Rekonstruktion der Ökologie aus Verbreitungsmustern in rezenten Oberflächensedimenten

Verbreitungsmuster fossil überlieferter Gehäuse und Skelette von Phytoplanktern in rezenten Oberflächensedimenten bilden nach wie vor die Grundlage für palökologische und paläo-ozeanographische Untersuchungen. Mit Hilfe der Biogeographie und Ökologie einzelner Taxa sowie kompletter Gemeinschaften können die räumliche Ausdehnung von Wassermassen charakterisiert und die Eigenschaften des ozeanischen Klimas beschrieben werden.

Traditionell können zwei Ansätze verfolgt werden, um diese Ziele zu erreichen:

1. Kenntnisse über die Autökologie sind insbesondere für die Interpretation fossiler Ablagerungen unabdingbar, die nicht die gleichen Gemeinschaften wie die rezenten Sedimente aufweisen. Einzelne Arten, häufig die mit geringen prozentualen Anteilen auftretenden, müssen als Indikatoren für bestimmte palökologische Bedingungen genommen werden.
2. Synökologische Untersuchungen ermöglichen es, Dinozysten-Gemeinschaften zu definieren, um großräumig Sedimente charakterisieren und Bezüge zu den Wassermassen herstellen zu können. Damit können dann auch bei unsicheren ökologischen Kenntnissen über einzelne Arten, zumindest im Spätquartär, Aussagen zur Palökologie gemacht werden.

Daher sollen zunächst die räumlichen Verbreitungsmuster einzelner Dinozysten-Taxa und weiterer wichtiger Gruppen beschrieben und mit Hilfe von Literaturdaten die Ökologie der taxonomisch abgesicherten Gruppen und einzelner Gemeinschaften charakterisiert werden.

Die visuelle Auswertung soll auf ihre Stichhaltigkeit durch statistische Verfahren überprüft werden. Diese soll gleichzeitig Zusammenhänge zwischen einzelnen Taxa deutlicher machen und die Definition der Gemeinschaften abstützen.

Diese Ergebnisse werden mit anderen Planktongruppen und abschließend mit der Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres verglichen.

2. Ökologie der Dinoflagellaten und ihrer Zysten

2.1 Die Ökologie der Dinoflagellaten und die biologische Bedeutung der Dinoflagellatenzysten

Die Dinoflagellaten sind eine Gruppe überwiegend einzelliger, eukaryotischer Flagellaten, die zu ungefähr gleichen Anteilen aus autotrophen und heterotrophen Arten bestehen. Die autotrophen Formen können im marinen Ökosystem als Primärproduzenten bedeutend sein; jedoch meist in geringerem Umfange als Diatomeen (Taylor 1987).

Gewöhnlich sind sie in der euphotischen Zone zu finden (Taylor & Pollinger 1987). Einige Arten gehören jedoch vermutlich zur sogenannten "Schattenflora", die an geringere Lichtintensitäten (unter 100m Wassertiefe) adaptiert ist (Sournia 1982).

Dinoflagellaten kommen in allen aquatischen Ökosystemen vor. Die überwiegende Anzahl (~90%) sind marine planktische oder benthische Formen, mit der größten Diversität in tropischen Regionen (Taylor & Pollinger 1987). Sie werden in polaren bis tropischen Regionen gefunden, sind aber nicht so erfolgreich wie Diatomeen oder Grünalgen in extrem kalten Ökosystemen, wie Meereis oder Schnee.

Die Fortpflanzung der Dinoflagellaten erfolgt sowohl vegetativ als auch asexuell und sexuell. Es wird vermutet, daß die überwiegende Anzahl der fossilen Dinozysten Hypnozygoten im Lebenszyklus von Dinoflagellaten (Dale 1983) darstellen (Abb. 5). Diese Zysten könnten zusätzlich eine Art Schutzfunktion vor ungünstigen Umweltbedingungen ausüben, als Keimpopulation zur Etablierung neuer Dinoflagellatenpopulationen und der Eroberung neuer Lebensräume dienen (Dale 1983).

2.2 Die Ökologie der Dinoflagellaten-Zysten

Bisher sind Dinozysten im Plankton des Europäischen Nordmeeres und des angrenzenden Nordatlantiks selten beobachtet worden (Reid 1975, 1978), so daß bisher keine gesicherten Zahlen über den qualitativen und quantitativen Anteil der Zysten am Plankton vorliegen. Die meisten vegetativen Stadien der in dieser Untersuchung nachgewiesenen Zysten wurden bisher in den ozeanischen und neritischen Bereichen des Europäischen Nordmeeres gefunden (Tab. 2). Die besonders im pelagischen Raum fleckenhafte Erfassung verhindert jedoch eine vollständige Darstellung der Verbreitung der meisten Arten. Der Anteil der zysten-

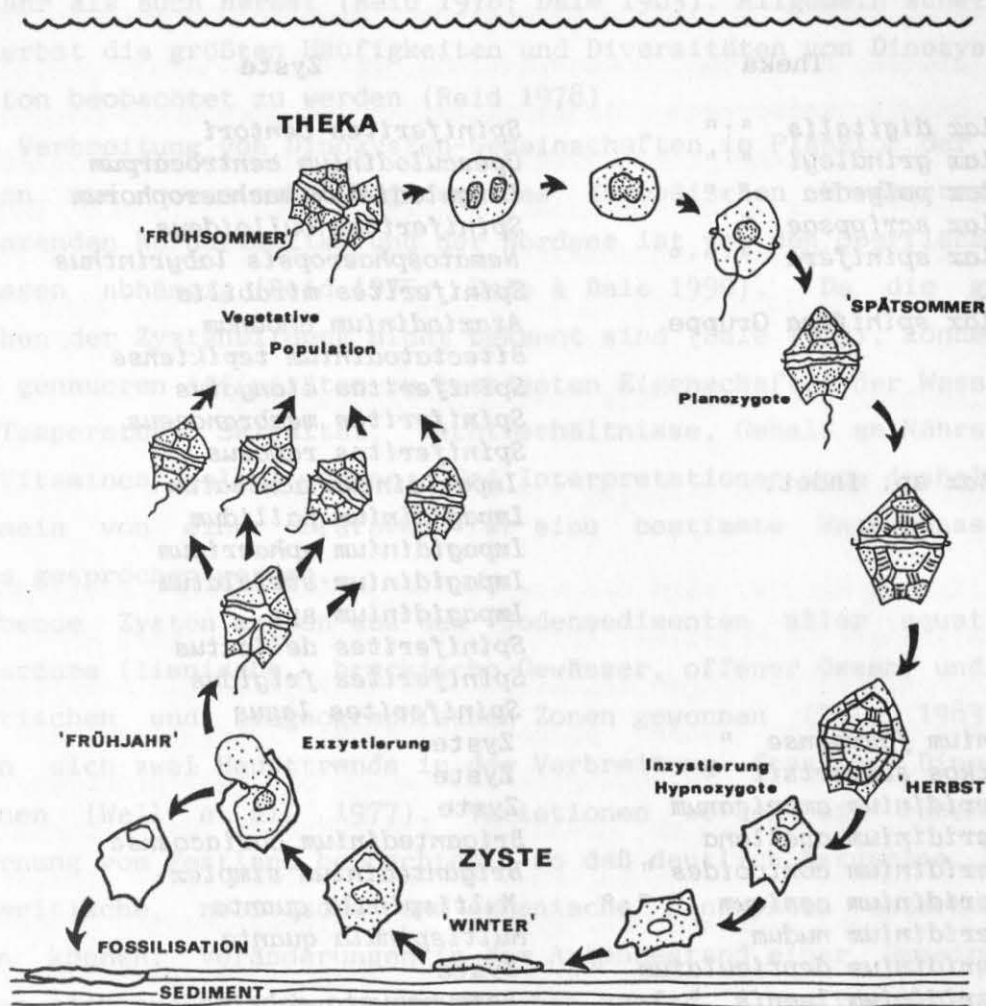


Abb. 5: Schematisches Diagramm des Lebenszyklus eines zystenbildenden Dinoflagellaten (aus Evitt 1985).

bildenden Arten an den Populationen könnte aber auch niedriger sein, da Zystenbildung eine Überlebensstrategie darstellt (Dale 1983) und damit an und für sich ein besseres Überleben einer Art sichert. Andere Arten wären darauf angewiesen, hohe Populationen zu bilden, damit wenigstens Restbestände den Winter oder ungünstige Bedingungen überleben.

Übereinstimmend läßt sich aus den wenigen Beobachtungen schließen, daß die Dinoflagellaten-Populationen allgemein ab dem späten Herbst durch die Wintermonate hindurch (ca. November/Dezember bis Mitte März) sehr verarmt sind und die Theken, deren Zysten im Sediment gefunden wurden, im Plankton fehlen (Braarud et al. 1958; Braarud et al. 1974; Gaarder 1938; Halldal 1953; Smayda 1957).

Die Verbreitung von Zysten im Plankton weist starke saisonale Abhängigkeiten und interannulare Variabilitäten auf (Reid 1978).

Tab. 2: Zuordnung der beobachteten planktischen Dinozysten zu ihren vegetativen Stadien und Vorkommen der Theken im Europäischen Nordmeer.

Theka	Zyste
<i>Gonyaulax digitalis</i> a, n	<i>Spiniferites bentori</i>
<i>Gonyaulax grindleyi</i> a, n	<i>Operculodinium centrocarpum</i>
<i>Gonyaulax polyedra</i> a, n	<i>Lingulodinium machaerophorum</i>
<i>Gonyaulax scrippsae</i> n	<i>Spiniferites bulloideus</i>
<i>Gonyaulax spinifera</i> a, n, o	<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>
<i>Gonyaulax spinifera</i> Gruppe	<i>Spiniferites mirabilis</i>
	<i>Ataxiodinium choanum</i>
	<i>Bitectatodinium tepikiense</i>
	<i>Spiniferites elongatus</i>
	<i>Spiniferites membranaceus</i>
	<i>Spiniferites ramosus</i>
<i>Gonyaulax</i> sp. indet.	<i>Impagidinium aculeatum</i>
	<i>Impagidinium pallidum</i>
	<i>Impagidinium sphaericum</i>
	<i>Impagidinium striatum</i>
	<i>Impagidinium</i> spp.
	<i>Spiniferites delicatus</i>
	<i>Spiniferites frigidus</i>
	<i>Spiniferites lazus</i>
<i>Peridinium faeroense</i> n	Zyste
<i>Polykrikos schwartzii</i> h	Zyste
<i>Protoperidinium americanum</i>	Zyste
<i>Protoperidinium avellana</i>	<i>Brigantedinium cariacense</i>
<i>Protoperidinium conicoides</i> n	<i>Brigantedinium simplex</i>
<i>Protoperidinium conicum</i> h, n, o	<i>Multispinula quanta</i>
<i>Protoperidinium nudum</i>	<i>Multispinula quanta</i>
<i>Protoperidinium denticulatum</i> n	Zyste
<i>Protoperidinium leonis</i> h, n	<i>Lejeunecysta sabrina</i>
<i>Protoperidinium oblongum</i> h	<i>Votadinium calvum</i>
<i>Protoperidinium pentagonum</i> h, n, o	<i>Trinovantedinium capitatum</i>
<i>Protoperidinium punctulatum</i> h	Zyste
<i>Protoperidinium subinermis</i> h, n, o	Zyste
<i>Protoperidinium</i> sp. indet.	<i>Multispinula minuta</i>

Verbreitung¹: n= neritisch o= ozeanisch
Energieumsatz²: a= autotroph h= heterotroph

(Quellen:¹ Braarud 1935, 1976; Braarud et al. 1953, 1974; Gaarder 1938; Halldall 1953; Heimdal 1983; Paasche 1960; Ramsfjell 1960; Steemann Nielsen 1935;

² Holligan et al. 1980; Jacobsen & Anderson 1986; Gaines & Elbrächter 1987)

Zysten werden im Plankton überwiegend im Frühjahr bis Frühherbst, mit dem Höhepunkt im Herbst gebildet (Reid 1978; Dale 1983). Der Zeitpunkt der Zystenbildung einzelner Dinoflagellaten ist innerhalb dieses Zeitraumes sehr variabel, wobei vermutlich überwiegend nach Blüten einzelner Arten Zysten gebildet werden (Dale 1983). Einige Arten bilden innerhalb des gesamten Zeitraumes Zysten, andere nur im

Spätfrühling/Frühsummer oder Spätsommer/Frühherbst oder sowohl im Frühjahr als auch Herbst (Reid 1978; Dale 1983). Allgemein scheinen im Frühherbst die größten Häufigkeiten und Diversitäten von Dinozysten im Plankton beobachtet zu werden (Reid 1978).

Die Verbreitung von Dinozysten-Gemeinschaften im Plankton der neritischen und ozeanischen Regionen des Europäischen Nordmeeres, des angrenzenden Nordatlantiks und der Nordsee ist von den Oberflächenwassermassen abhängig (Reid 1975; Dale & Dale 1990). Da die genauen Ursachen der Zystenbildung nicht bekannt sind (Dale 1983), können aber keine genaueren Affinitäten zu bestimmten Eigenschaften der Wassermassen (Temperatur, Salinität, Lichtverhältnisse, Gehalt an Nährstoffen und Vitaminen) belegt werden. Bei Interpretationen kann deshalb nur allgemein von einer Präferenz für eine bestimmte Wassermasse als Ganzes gesprochen werden.

Lebende Zysten wurden aus den Bodensedimenten aller aquatischen Lebensräume (limnische, brackische Gewässer, offener Ozean) und aller klimatischen und biogeographischen Zonen gewonnen (Dale 1983). Es lassen sich zwei Haupttrends in der Verbreitung fossiler Dinozysten erkennen (Wall et al. 1977). Variationen werden mit zunehmender Entfernung vom Festland beobachtet, so daß deutlich ästuarine, ästuarin-neritische, neritische und ozeanische Dinozysten unterschieden werden können. Veränderungen in dem Artenbestand einer Gemeinschaft ergeben sich auch mit der geographischen Breite. Die Verbreitung der Zysten in den Bodensedimenten könnte zusätzlich besonders im Pelagial durch Strömungen beeinflusst werden, da Zysten nicht beweglich sind und passiv zu Boden sinken (Reid 1978; Dale 1983).

2.3 Fossile Überlieferung der Dinoflagellaten-Populationen

Dinoflagellaten-Populationen werden fossil nur selektiv überliefert. Die vegetativen Stadien bestehen aus Zellulose, die nicht erhaltungsfähig ist. Zysten bestehen aus kalkigem und organischen Material und bilden die einzigen erhaltungsfähigen Hartteile. Zystenbildung konnte nur bei ca. 75 der ungefähr 2000 rezenten Dinoflagellaten-Arten (Taylor 1987) nachgewiesen werden (Matsuoka et al. 1989), wobei die zystenbildenden Arten überwiegend zu den beiden Gattungen *Gonyaulax* und *Protoperidinium* gehören.

Einige Dinoflagellaten-Arten bilden verschiedene Zysten-Morphotypen (Tab. 2), so daß bisher ungefähr 170 Zysten-Arten in rezenten Sedimen-

ten beobachtet wurden (Dale 1983). Es konnten bisher ungefähr 50 Zysten-Morphotypen zu einem vegetativen Stadium korreliert werden (Dale 1983). Die Taphozöosen stellen damit ein stark verzerrtes Abbild der Biozöosen dar. Die Häufigkeiten der Dinozysten im Sediment können damit auch keine Proxyindikatoren der Dinoflagellaten-Produktivität sein, da sie nur einen kleinen Ausschnitt der lebenden Dinoflagellaten-Population darstellen (Evitt 1985).

3. Die Verbreitungsmuster der Taxa und Gemeinschaften

3.1 Biogeographie und Ökologie der einzelnen Taxa

In diesem Kapitel wird die Systematik der einzelnen Gattungen in alphabetischer Reihenfolge abgehandelt. Die einzelnen Arten sind innerhalb dieser Gattungen teilweise nach ökologischen Gesichtspunkten gruppiert. Zysten ohne paläontologischen Namen und die aus taxonomischen Gründen zusammengefaßten runden protoperidinoiden Zysten sowie die Acritarchen und Grünalgen sind danach aufgeführt. Die Verbreitungsmuster im Europäischen Nordmeer werden kurz beschrieben und anschließend wird die Ökologie der Taxa diskutiert.

Verbreitungskarten sind nur für die Taxa abgebildet, die sich taxonomisch eindeutig definieren lassen und in einer größeren Anzahl von Proben vorkommen. Die relativen Häufigkeiten werden in den Beschreibungen ebenso wie auf den einzelnen Abbildungen der geographischen Verbreitung in Klassen zusammengefaßt. Es werden die Klassen selten (>0-1%), regelmäßig (1-10%), häufig (10-30%), sehr häufig (30-60%) und dominant (>60%) verwendet. Es wurden keine Klassengrenzen zwischen leeren Proben und der Klasse (>0-1%) eingezeichnet, da bei sehr geringen Vorkommen oft nur Einzelexemplare beobachtet wurden, die in den leeren Nachbarproben nicht gefunden worden sein könnten. Als zusätzliche Information wurde in den Karten die 1000m Isobathe eingezeichnet.

Die ökologischen Präferenzen können wegen der nur in den Grundzügen bekannten Ökologie der lebenden Dinoflagellaten und ihrer Zysten nur sehr breitgefaßt definiert werden. Die Arten sollen in Bezug auf eine mehr neritische (Schelfe, Schelfhänge) oder ozeanische Verbreitung charakterisiert werden.

Die Verbreitung innerhalb der ozeanischen Klimazonen soll kurz erläutert werden. Begriffe für die ozeanischen Klimazonen werden in

der Literatur uneinheitlich benutzt. Hier werden in Anlehnung an Taylor & Pollinger (1987) für das Europäische Nordmeer und die angrenzenden Meeresregionen, aus denen auch die meisten Beobachtungen über Dinozystenverteilungen im Sediment kommen, die Bezeichnungen tropisch, gemäßigt, boreal, arktisch und polar verwendet. Im Europäischen Nordmeer entsprechen die polare Region in etwa der ozeanographischen polaren Domäne, die arktische Region in etwa der arktischen Domäne und die boreale Region der atlantischen Domäne.

Dinozysten

Stamm Pyrrhophyta Pascher 1914

Klasse Dinophyceae Fritsch 1929

Ordnung Peridinales Haeckel 1894

Gattung *Ataxiodinium* Reid 1974

Ataxiodinium choanum Reid 1974

Taf. 2, Abb. 10,11

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 588-589; Taf.1, Fig.1,2

Theka: *Gonyaulax spinifera* Gruppe nach Wall et al. (1977)

Geographische Verbreitung:

Diese Art ist allgemein selten vorhanden und wurde hauptsächlich in Proben der östlichen Norwegischen See entlang des norwegischen Schelfes gefunden. Selten wurde *A. choanum* auch in der Island- und Grönland See beobachtet (Abb. 6).

Ökologie:

Das Verbreitungsmuster läßt sich nicht eindeutig interpretieren. Diese Zyste zeigt eine ozeanische Verbreitung im Untersuchungsgebiet, während sie bisher eher in neritischen Regionen beobachtet wurde (Reid 1974; Wall et al. 1977).

A. choanum konnte bisher nur in gemäßigten und borealen Regionen nachgewiesen werden (Reid 1974; Wall et al. 1977), in polaren Regionen fehlt sie (Mudie in Vorb.).

Gattung *Bitectatodinium* Wilson 1973

Bitectatodinium tepikiense Wilson 1973

Taf.2, Abb.6,7

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 589-590; Taf.1, Fig.3-5

Harland (1977): 93-94; Taf.1, Fig.20; Taf.4, Fig.8

Theka: *Gonyaulax spinifera* Gruppe nach Dale (1976)

Geographische Verbreitung:

B. tepikiense ist in der Norwegischen See und der Framstraße selten vorhanden und wurde in einzelnen Proben in der Island- und Grönland See beobachtet. Regelmäßig ist diese Art nur in wenigen Proben vorhanden (Abb. 6).

Ökologie:

B. tepikiense kommt im Untersuchungsgebiet sowohl im ozeanischen als auch neritischen Bereich (Dale 1976) vor. Andere Untersuchungen ergaben eine ähnliche Verbreitung von küstennahen Gewässern und Fjorden (Reid 1974; Wall et al. 1977) bis zum offenen Ozean (Turon 1980; Harland 1983). Größere relative Häufigkeiten wurden außer in ozeanischen Ablagerungen (Turon 1980; Harland 1983) auch in Sedimentoberflächen aus Fjorden und Küstengewässern (Reid 1974; Wall et al. 1977) beobachtet. Diese Art ist damit euryhalin.

B. tepikiense kommt in den arktischen (Mudie & Short 1985; Mudie et al. 1990; Mudie in Vorb.) bis gemäßigten Regionen (Reid 1974; Wall et al. 1977; Harland 1983) vor.

Gattung *Brigantedinium* Reid 1977

Brigantedinium cariacense (Wall) Reid 1977

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 113; Taf.16, Fig.13,14

Wall & Dale (1968): 277; Taf.3, Fig.29; Taf.4, Fig.1,2

Reid (1977): 434; Taf.1, Fig.13,14

Harland (1982a): 373-374; Taf.38, Fig.4-9; Text-Fig.6,7B

Theka: *Protoperidinium avellana* (Meunier) Balech 1974 nach Wall & Dale (1968) und Lewis et al. (1984)

Bemerkungen:

Die Unterscheidung von anderen runden, braunen protoperidinoiden Zysten ist bei schlechter Erhaltung nicht möglich (s.u.).

Geographische Verbreitung:

B. cariacense wurde nur vereinzelt in drei Proben aus der südwestlichen Grönland See und der Framstraße gefunden.

Brigantedinium simplex (Wall) Reid 1977

Taf.4, Abb.1-5

Bestimmungsliteratur:

Wall (1965):308; Fig.7,20

Wall & Dale (1968): 277; Taf.2, Fig.28-30; Taf.3, Fig.26-28

Reid (1977): 435-436; Taf.1, Fig.3,4

Harland (1982a): 382, 384; Taf.38, Fig.1-3; Text-Fig.18

Theka: *Protoperidinium conicoides* (Paulsen) Balech 1974 nach Wall & Dale (1968) und Lewis et al.(1984)

Bemerkungen:

Die Unterscheidung von anderen runden protoperidinoiden Zysten ist bei schlechter Erhaltung nicht möglich (s.u.).

Geographische Verbreitung:

B. simplex ist in den Gemeinschaften auf dem Ostgrönlandschelf sehr häufig und erreicht maximale Werte von 42%. In Richtung des Kontinentalhanges und -fußes nehmen die Häufigkeiten um bis zu eine Größenordnung ab. In der Island-, Grönland- und Norwegischen See ist sie selten bis regelmäßig vorhanden (Abb. 6).

Ökologie:

Diese Art scheint ein guter Indikator für polare Bedingungen zu sein. Zusätzliche Informationen können aus der Literatur nicht entnommen werden, da üblicherweise alle runden protoperidinoiden Zysten zusammengefaßt werden (s.u.).

Gattung *Impagidinium* Stover & Evitt 1978

?*Impagidinium pallidum* Bujak 1984

Taf.3, Abb.11,12

Bestimmungsliteratur:

Bujak (1984): 187; Taf.2, Fig.3-8

deVernal & Mudie (1989): 413; Taf.1, Fig.15,16

Theka: unbekannt, vermutlich *Gonyaulax* sp.

Bemerkungen:

I. pallidum kann als einzige Art der Gattung *Impagidinium* eindeutig von den anderen Arten unterschieden werden, da das wichtigste Merkmal, die durchscheinende Zyste auch bei schlechter Erhaltung eindeutig erkennbar ist.

Geographische Verbreitung:

I. pallidum ist häufig bis sehr häufig in den Gemeinschaften der zentralen Grönland- und Island See. In Richtung auf die ostgrönländische Schelfkante und den mittelozeanischen Rücken (Mohns- und Knipovich Rücken) erfolgt ein deutlicher Rückgang in den relativen Häufigkeiten. Auf dem ostgrönländischen Schelf und in der Norwegischen See ist sie nur selten bis regelmäßig vorhanden (Abb. 6).

Ökologie:

Diese Art kommt im Untersuchungsgebiet und dem östlichen arktischen Ozean (Mudie in Vorb.) nur im ozeanischen Bereich vor. Die größten Häufigkeiten werden in den Zentren der zyklonalen Wirbel in der Island- und der Grönland See beobachtet. Die Polar- und Arktisfront bilden deutliche Grenzen in der Verbreitung. Möglicherweise ist es eine endemische Art der arktischen bis polaren Regionen, da bisher keine Beobachtungen aus anderen Klimazonen vorliegen.

Impagidinium spp. non *I. pallidum*

Bemerkungen:

Dieses Taxon umfaßt alle gefundenen Exemplare der Gattung *Impagidinium* außer *I. pallidum*. Diese lassen sich häufig wegen der schlechten Erhaltung bzw. ungünstiger Orientierung nicht eindeutig einer Art zuweisen.

Geographische Verbreitung:

Diese Gattung ist in den meisten Proben der Grönland- und Norwegischen See selten vorhanden. Sie fehlt auf dem Ostgrönlandschelf und in der zentralen Island See (Abb. 7).

Ökologie:

Alle Arten der Gattung *Impagidinium* außer *I. pallidum* kommen im Untersuchungsgebiet und den angrenzenden Meeresgebieten (Mudie in Vorb.; Harland 1983, Wall et al. 1977) nur im ozeanischen Bereich vor. Das Europäische Nordmeer und der östliche Arktische Ozean (Mudie in Vorb.) liegen im Randbereich ihrer Verbreitung.

Die Arten der Gattung *Impagidinium* außer *I. pallidum* werden als tropische bis boreale Formen betrachtet (Wall et al. 1977; Harland 1983).

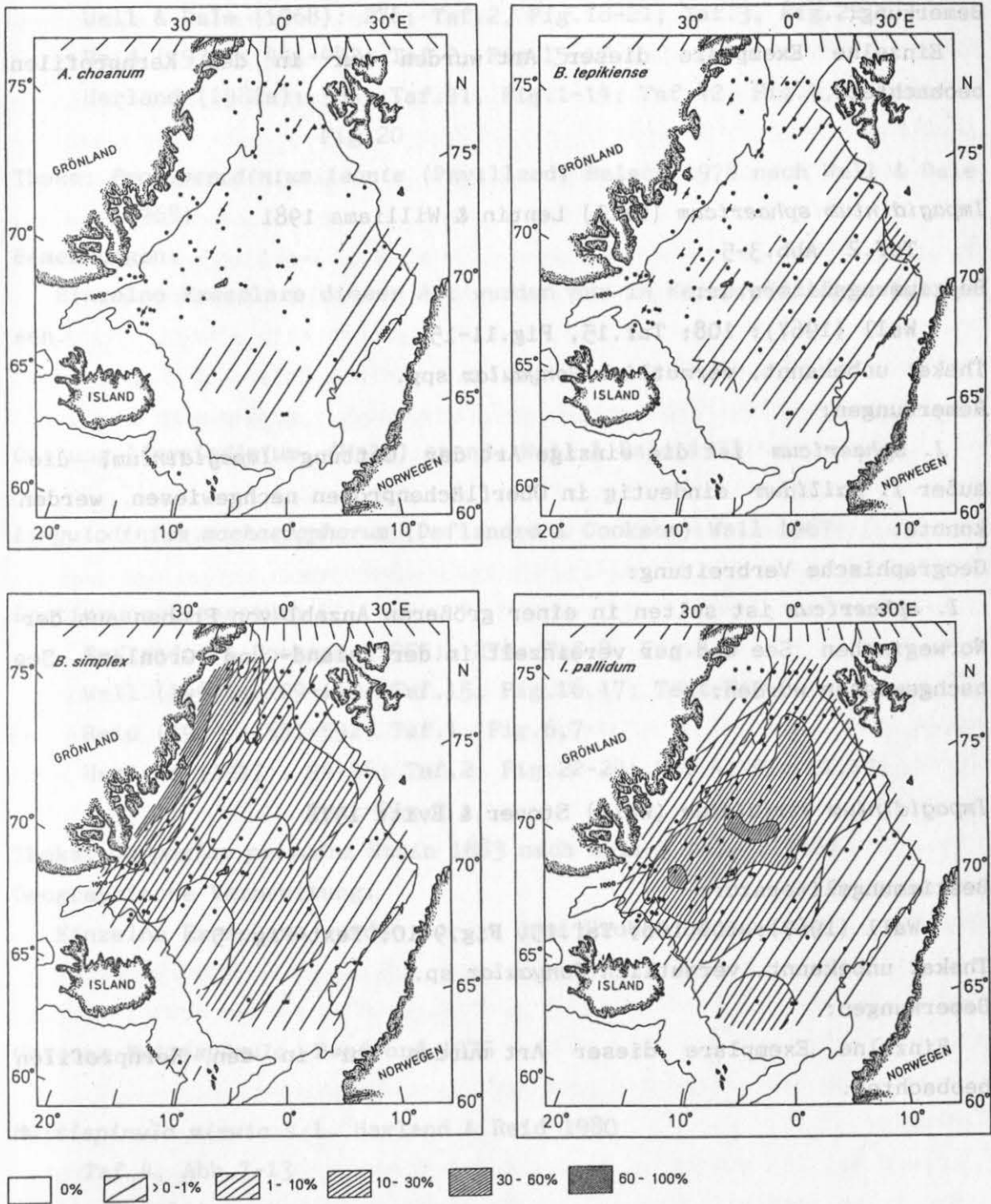


Abb. 6: Verbreitungsmuster der einzelnen Taxa.

Impagidinium aculeatum (Wall) Stover & Evitt 1978

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 104,105; Taf.14, Fig.18,19; Text-Fig. 3C-D

Theka: unbekannt, vermutlich *Gonyaulax* sp.

Bemerkung:

Einzelne Exemplare dieser Art wurden nur in den Kernprofilen beobachtet.

Impagidinium sphaericum (Wall) Lentin & Williams 1981

Taf.2 Abb.3-5

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 108; Taf.15, Fig.11-15

Theka: unbekannt, vermutlich *Gonyaulax* spp.

Bemerkungen:

I. sphaericum ist die einzige Art der Gattung *Impagidinium*, die außer *I. pallidum* eindeutig in Oberflächenproben nachgewiesen werden konnte.

Geographische Verbreitung:

I. sphaericum ist selten in einer größeren Anzahl von Proben aus der Norwegischen See und nur vereinzelt in der Island- und Grönland See nachgewiesen worden.

Impagidinium striatum (Wall) Stover & Evitt 1978

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 107,108; Taf.15, Fig.9-10; Text-Fig. 5

Theka: unbekannt, vermutlich *Gonyaulax* sp.

Bemerkungen:

Einzelne Exemplare dieser Art wurden nur in den Kernprofilen beobachtet.

Gattung *Lejeunecysta* Artzner & Dörhöfer emend. Bujak 1980

Lejeunecysta sabrina (Reid) Bujak 1984

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 276; Taf.2, Fig.18-21; Taf.3, Fig.22

Reid (1977): 441-442; Taf.2, Fig.15-17

Harland (1982a): 385; Taf.41, Fig.1-14; Taf.42, Fig.7,9; Text-Fig.20

Theka: *Protoperidinium leonis* (Pavillard) Balech 1974 nach Wall & Dale (1968)

Bemerkungen:

Einzelne Exemplare dieser Art wurden nur in Kernprofilen nachgewiesen.

Gattung *Lingulodinium* (Wall) emend. Wall & Dale 1973

Lingulodinium machaerophorum (Deflandre & Cookson) Wall 1967

Bestimmungsliteratur:

Deflandre & Cookson (1955): 274; Taf.9, Fig.4,8

Wall (1967): 109-110; Taf.15, Fig.16,17; Text-Fig.6

Reid (1974): 591-592; Taf.1, Fig.6,7

Harland (1977): 94-96; Taf.2, Fig.22-24; Taf.4, Fig.11,17; Text-Fig.2

Theka: *Gonyaulax polyedra* Stein 1883 nach Wall & Dale (1968)

Geographische Verbreitung:

Einzelne Exemplare wurden nur in drei Proben beobachtet.

Gattung *Multispinula* Bradford 1975

Multispinula minuta s.l. Harland & Reid 1980

Taf.4, Abb.7-13

Bestimmungsliteratur:

Harland & Reid in Harland et al.(1980): 216-217; Fig.2M-20

Theka: *Protoperidinium* sp. indet. nach Harland & Reid in Harland et al. (1980)

Bemerkungen:

In diesem Taxon sind alle runden braunen Zysten mit Fortsätzen zusammengefaßt worden, die keine Fluoreszenz aufweisen und zum Teil *M. minuta* ähneln. Das einzige konkrete Unterscheidungsmerkmal der einzelnen Morphotypen in dieser Sammelgruppe ist bisher die Form der Fortsätze und ihrer Enden, da wegen der allgemeinen schlechten Erhaltung dieser dünnwandigen Zysten die Lage und Form der Archäopyle als wichtigstes Bestimmungsmerkmal nicht festgestellt werden konnte (Harland & Reid in Harland et al. 1980).

Einige Proben vor dem Scoresby-Sund enthalten jedoch sehr gut erhaltene Exemplare, die *M. minuta* ähneln, jedoch vermutlich eine 2a, 3a Archäopyle besitzen. Diese Form der Archäopyle ist nicht charakteristisch für protoperidinoide Arten, die eine 2a Archäopyle aufweisen. Inzwischen wurden jedoch Zysten mit einer (?/3A₂₋₄) Archäopyle (*Protoperidinium americanum*, Lewis & Dodge 1987) und einer 2A, 4" Archäopyle (*Protoperidinium leonis* und *P. pentagonum*, Lewis et al. 1984) beschrieben, so daß es sich bei *M. minuta* um einen ähnlichen Sonderfall handeln könnte. Diese Zysten wurden von den übrigen Morphotypen nicht abgetrennt, da nur bei wenigen Exemplaren die Archäopyle eindeutig identifiziert werden konnte.

Vermutlich weisen einige Formen eine schlitzförmige Archäopyle auf, wie sie in zahlreichen Abhandlungen von Matsuoka (z.B. Zysten von *Pheopolykrikos hartmannii* (Zimmermann), Matsuoka & Fukuyo 1986; Matsuoka 1985, 1987) beschrieben wurden. Die Gestalt der Fortsätze und ihrer Enden wird hier als nicht ausreichendes Kriterium für die formelle taxonomische Unterscheidung betrachtet. Einige Zysten weisen eine ähnliche Gestalt der Fortsätze wie *M. minutum* var. *cesare* (deVernal et al. 1989) auf.

Geographische Verbreitung:

M. minuta s.l. ist häufig bis dominant auf dem Ostgrönlandschelf und dem anschließenden Kontinentalhang/-fußbereich. In der Framstraße ist sie regelmäßig bis häufig, in der Island-, südlichen Grönland- und Norwegischen See selten bis regelmäßig vorhanden (Abb. 7).

Ökologie:

Diese Art ist sowohl im Europäischen Nordmeer als auch im Arktischen Ozean (Mudie in Vorb.), in der Barents See (Harland 1982b), der Labrador See und Baffin Bay (Mudie et al. 1990) in neritischen und ozeanischen Bereichen beobachtet worden. Sie ist jedoch nur auf dem äußeren Ostgrönlandschelf, im arktischen Ozean (Mudie in Vorb.) und dem nördlichen Westgrönlandschelf (Mudie & Short 1985; Mudie et al.

1990) häufig bis sehr häufig. *M. minuta* s.l. ist eine endemische Art der polaren und arktischen Regionen.

Multispinula quanta Bradford 1975

Taf.3, Abb.2,3

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 273-274; Taf.2, Fig.3-5; Taf.3, Fig.13

Bradford (1975): 3067, 3069; Fig.5-7

Harland (1982a): 384-385; Taf.39, Fig.1-3; Taf.42, Fig.1,10;
Text-Fig.19

Theka: *Protoperidinium conicum* (Gran) Balech 1902 nach Wall & Dale (1968), *Protoperidinium nudum* (Meunier) Balech nach Wall & Dale (1968)

Bemerkungen:

Da es Übergangsformen zwischen den Zysten von *P. nudum* und *P. conicum* gibt (Reid 1974), wurden diese unter *M. quanta* zusammengefaßt.

Geographische Verbreitung:

Diese Art kommt entlang des Ostgrönlandschelfes und in der Norwegischen See selten vor. In einigen Proben vom Vöring Plateau und aus der südlichen Norwegischen See ist sie regelmäßig vorhanden (Abb. 7).

Ökologie:

Diese Art kommt sowohl in ozeanischen als auch neritischen Regionen vor (Harland 1983; Mudie in Vorb.; Reid 1974; Wall et al. 1977). Wall et al. (1977) klassifizieren sie als eine kosmopolitische Art, die jedoch nicht im zentralen Arktischen Ozean gefunden wurde (Mudie in Vorb.)

Gattung *Nematosphaeropsis* (Deflandre & Cookson) emend. Williams & Downie 1966

Nematosphaeropsis labyrinthus (Ostenfeld) Reid 1974

Taf.3 Abb.8-10,13

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 270; Taf.6-8

Reid (1974): 592-594; Taf.1, Fig.8,9

Bujak (1984): 189-190; Taf.3, Fig.5-7

Wrenn (1988): 142,144; Taf.1, Fig.1-4,16,17; Taf.2, Fig.7-12;

Taf.3, Fig.1-3,5,6; Taf.6, Fig.1,2

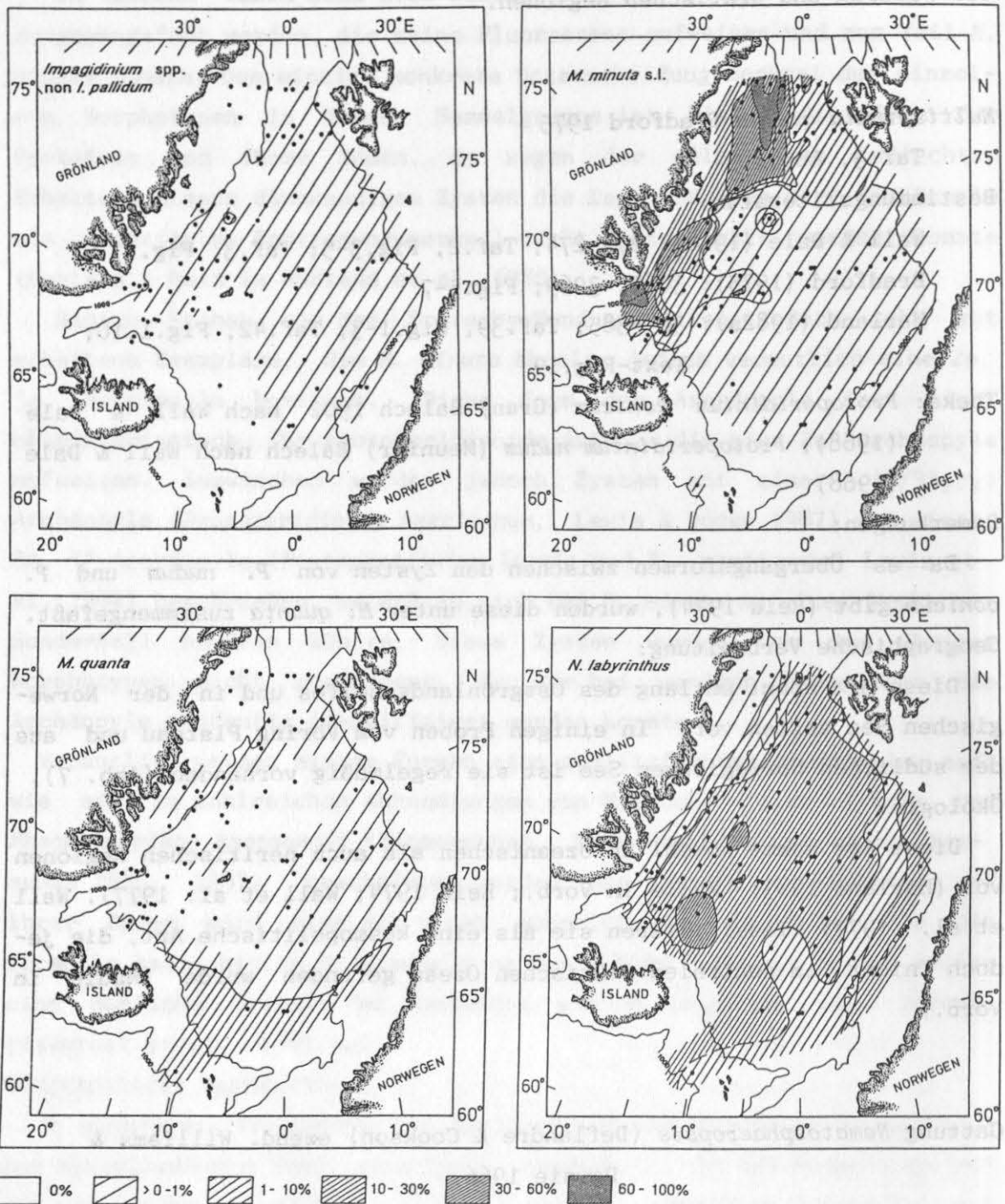


Abb. 7: Verbreitungsmuster der einzelnen Taxa.

Theka: *Gonyaulax spinifera* (Claprède & Lachmann) Diesing 1866 nach Wall et al. (1967) und Wall & Dale (1968)

Bemerkungen:

N. labyrinthus zeigt große Variationen im Durchmesser der Zyste, der Länge der Fortsätze und in der Ausbildung der Trabekulae. Eine

eindeutige Unterscheidung wird durch den schlechten Erhaltungszustand der überwiegenden Anzahl der beobachteten Exemplare erschwert. Die meisten Exemplare scheinen dem von Bujak (1984) beschriebenen Morphotyp mit bandförmigen Trabeculae zu entsprechen. Wenige Formen zeigen eher "schlanke" Trabekulae.

Geographische Verbreitung:

N. labyrinthus ist mit Ausnahme der Schelfregionen und der südöstlichen Norwegischen See in allen Proben häufig bis sehr häufig vorhanden (Abb. 7). Die relativen Häufigkeiten nehmen von Osten nach Westen jedoch allgemein zu und erreichen in der zentralen Island- und Grönland See durchgehend Werte über 15%.

Ökologie:

N. labyrinthus kommt fast ausschließlich im ozeanischen Bereich vor. Größere relative Häufigkeiten werden hauptsächlich in den Zentren der zyklonalen Wirbel in der Grönland- und Island See und des subpolaren Wirbels (Harland 1983; Mudie et al. 1990; Turon 1980) gefunden.

N. labyrinthus ist eine kosmopolitische Art (Wall et al. 1977), die hauptsächlich mit größeren relativen Häufigkeiten in arktischen bis gemäßigten Regionen vorkommt.

Gattung *Operculodinium* Wall 1967

Operculodinium centrocarpum (Deflandre & Cookson) Wall 1967

Taf.1, Abb.1-4

Bestimmungsliteratur:

Deflandre & Cookson (1955): 272-273; Taf.8, Fig.3,4

Wall (1967): 111; Taf.16, Fig.1,2,5

Wall & Dale (1968): 272; Taf.1, Fig.19,20,

Reid (1974): 594-595; Taf.2, Fig.10,11

Harland (1977): 96-97; Taf.1, Fig.19; Taf.4, Fig.9,10

Theka: *Gonyaulax grindleyi* Reinecke nach Wall & Dale (1968)

Geographische Verbreitung:

O. centrocarpum dominiert eindeutig die Gemeinschaften in der Norwegischen See mit maximalen Werten von 70% bis 83%. Die relativen Häufigkeiten nehmen in der Grönland See nach Westen und Nordwesten entlang des Mohns- und Knipovich Rückens und in der Island See nach Westen und Südwesten stark ab (Abb. 8). Auf dem Ostgrönlandshelf ist sie selten bis regelmäßig, in der zentralen Grönland See und der

südwestlichen und südlichen Island See häufig vorhanden.

Die Dominanz von *O. centrocarpum* korreliert mit den höchsten Dinocysten-Konzentrationen (vgl. Abb. 8 und Abb. 13).

Ökologie:

O. centrocarpum ist eine neritische bis ozeanische Art, die die Gemeinschaften in der Norwegischen See dominiert und auf dem Ostgrönlandschelf selten vorkommt oder fehlt. Sie ist im Bereich des Atlantischen Ozeans in ästuarinen bis neritisch-ozeanischen Regionen vorhanden, scheint aber neritische Bereiche zu bevorzugen (Wall et al. 1977).

O. centrocarpum scheint sowohl eurytherm als auch euryhalin zu sein (Dale 1985). Besonders häufig ist diese Art in borealen bis temperaten Wassermassen (Dale 1976; Harland 1983) und wird mit geringen relativen Häufigkeiten sogar im Arktischen Ozean gefunden (Mudie in Vorb.). Im Europäischen Nordmeer weist die deutliche Abnahme sowohl in relativen als auch in absoluten Zahlen nach Westen darauf hin, daß diese Art an relativ wärmere Wassermassen gebunden ist. Die Verbreitungsmuster um den Island-Schottland Rücken und in der Nordsee zeigen (Harland 1983; Turon 1980), daß diese Art charakteristisch für die durch den norwegischen Küstenstrom beeinflussten Gebiete sein könnte.

Die Verbreitung dieser Art wird als kosmopolitisch betrachtet (Wall et al. 1977). Die sehr geringen Häufigkeiten in Sedimenten unter polaren Wassermassen zeigen jedoch, daß es keine polare Art ist.

Gattung *Spiniferites* (Mantell) emend. Sarjeant 1970

Bemerkungen:

Die Unterscheidung einzelner Arten der Gattung *Spiniferites* spp. ist bei schlechter Erhaltung und ungünstiger Orientierung meist nicht möglich. Eine Ausnahme bilden *S. elongatus*, *S. frigidus* und Übergangsformen zwischen diesen Arten, die aufgrund der charakteristischen Form der Fortsätze und der relativ gut entwickelten Membranen selbst bei schlechter Erhaltung noch eindeutig bestimmt werden können.

Geographische Verbreitung:

Spiniferites spp. ist in allen Proben mit Ausnahme der des Ostgrönlandschelfes selten bis regelmäßig vorhanden. Leicht erhöhte relative Häufigkeiten (>5%) wurden allgemein entlang des norwegischen Schelfes beobachtet (Abb. 8).

Ökologie:

Die Gattung *Spiniferites* ist im Untersuchungsgebiet sowohl im neritischen als auch im ozeanischen Bereich vorhanden. Leicht erhöhte relative Häufigkeiten an den Gemeinschaften entlang des norwegischen Schelfes und allgemein höhere Werte in der Barents See (Harland 1982b, Mudie in Vorb.) deuten an, daß diese Gattung häufiger in neritischen Bereichen ist (Harland 1983). Diese Gattung besitzt eine kosmopolitische Verbreitung (Wall et al. 1977), fehlt jedoch oder ist mit geringen prozentualen Häufigkeiten in den polaren Regionen vorhanden.

Spiniferites elongatus s.l. Reid 1974

Bemerkungen:

S. elongatus s.l. umfaßt die beiden morphologischen Endglieder *S. elongatus* und *S. frigidus* sowie alle weiteren Übergangsformen.

Die unter diesem Taxon zusammengefaßten Morphotypen weisen eine starke Variabilität in der Länge der Fortsätze und der Ausbildung von Membranen zwischen den Fortsätzen auf. Es können fließende Übergänge zwischen den beiden Endgliedern *S. elongatus* und *S. frigidus* beobachtet werden, die in einem Falle von Harland & Sharp (1986) als eigenes Taxon ausgegliedert wurden. Alle weiteren Übergangsformen sind unter "*S. elongatus-frigidus*" zusammengefaßt worden. Die Zählergebnisse der einzelnen Taxa sind im Anhang 3.2 aufgeführt.

Geographische Verbreitung:

Diese Art ist in den meisten Proben selten bis regelmäßig vorhanden und fehlt auf dem nördlichen Ostgrönlandschelf und in der zentralen Island See. Regelmäßig wurde diese Art hauptsächlich entlang des Kontinentalhanges vor Nordostgrönland, Norwegen und der Barents See beobachtet (Abb. 8).

Ökologie:

Das Verbreitungsmuster stimmt mit dem der gesamten Gattung *Spiniferites* ungefähr überein. Größere Häufigkeiten wurden entlang des Kontinentalhanges der nördlichen Barents See (Mudie in Vorb.) und in der Barents See beobachtet (Harland 1982b). *S. elongatus* s.l. zeigt jedoch eher kühl-gemäßigte bis arktische Bedingungen an (u.a. Harland 1983; Mudie et al. 1990).

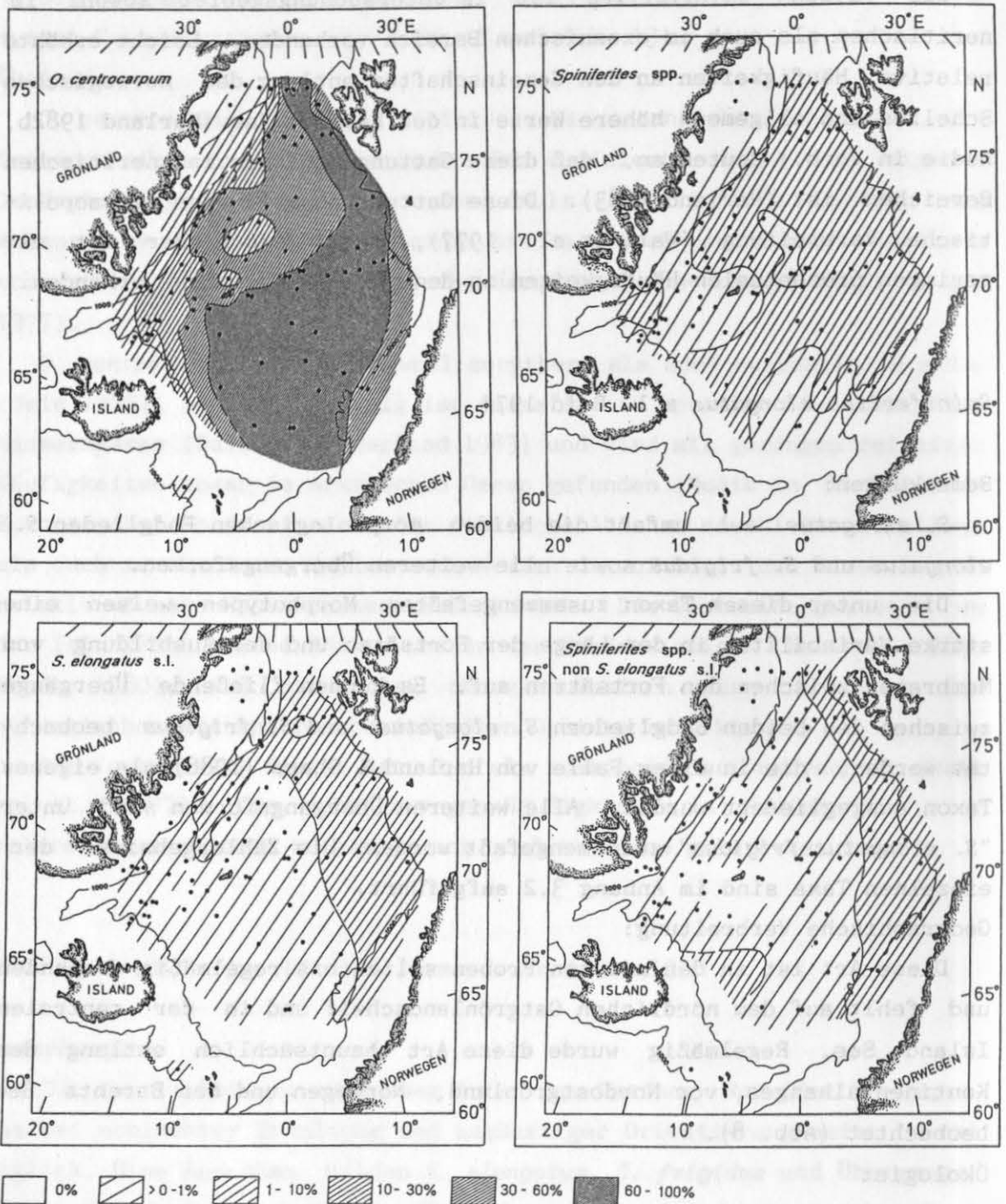


Abb. 8: Verbreitungsmuster der einzelnen Taxa.

Spiniferites elongatus Reid 1974

Taf.1, Abb.5-7

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 602-603; Taf.3, Fig.23,24

Theka: *Gonyaulax spinifera* Gruppe nach Dale (1976)

Spiniferites cf. *S. elongatus* Reid 1974

Bestimmungsliteratur:

Harland & Sharp (1986): Taf.1, Fig.9-16

Theka: vermutlich *Gonyaulax spinifera* Gruppe

Spiniferites frigidus Harland & Reid 1980

Taf.1, Abb.8-10

Bestimmungsliteratur:

Harland & Reid in Harland et al.(1980): 213-216; Fig.2A-2J,3

Theka: *Gonyaulax* sp. indet. nach Harland & Reid in Harland et al. (1980)

S. elongatus-frigidus

Bemerkungen:

Unter dieser Bezeichnung sind alle Morphotypen zusammengefaßt worden, die sich den anderen Taxa von *S. elongatus* s.l. nicht eindeutig zuordnen lassen.

Spiniferites spp. non *S. elongatus* s.l.

Bemerkungen:

In diesem Taxon sind alle Arten der Gattung *Spiniferites* mit Ausnahme von *S. elongatus* s.l. zusammengefaßt worden. Die einzelnen beobachteten Arten werden anschließend kurz erwähnt. Die Zählergebnisse sind im Anhang 3.2 aufgeführt.

Geographische Verbreitung:

Die Arten dieses Taxon sind in den meisten Proben mit Ausnahme derjenigen vom Ostgrönlandschelf und dem Gebiet um Jan Mayen nachgewiesen worden. Regelmäßig kommt diese Art im wesentlichen auf dem Kontinentalhang vor der Barents See und vor Norwegen vor (Abb. 8).

Ökologie:

Die Verbreitungsmuster der anderen Arten der Gattung *Spiniferites* ähneln dem von *S. elongatus* s.l., jedoch zeigen sie eher warmgemäßigte Bedingungen an (Dale 1976, 1983; Harland 1983).

Spiniferites bentorii (Rossignol) Wall & Dale 1970

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 269; Taf.1, Fig.1-5; Taf.3, Fig.1-2

Reid (1974): 598-600; Taf.2, Fig.14,15,16

Harland (1977): 98-99; Taf.2, Fig.1-5

Theka: *Gonyaulax digitalis* (Pouchet) Kofoid 1911 nach Wall (1965) und
Wall & Dale (1968)

Spiniferites bulloideus (Deflandre & Cookson) Sarjeant 1970

Taf.1 Abb.11-13

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 270-271; Taf.1, Fig.13-15

Reid (1974): 600-601; Taf.2, Fig.17,18,19

Theka: *Gonyaulax scrippsae* Kofoid 1911 nach Wall & Dale (1968)

Spiniferites delicatus Reid 1974

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 601-602; Taf.2, Fig.20,21,22

Harland (1977): 99; Taf.2, Fig.13-15

Theka: *Gonyaulax* sp. (Harland 1977)

Spiniferites lazus Reid 1974

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 604-605; Taf.3, Fig.25-27

Harland (1977): 100; Taf.1, Fig.1-4

Theka: *Gonyaulax* sp. (Harland 1977)

Spiniferites membranaceus (Rossignol) Sarjeant 1970

Bestimmungsliteratur:

Reid (1974): 605-606; Taf.3, Fig.28,29,30,31

Harland (1977): 100-101; Taf.1, Fig.11,12; Taf.2, Fig.11,12

Theka: *Gonyaulax spinifera* Gruppe nach Dale (1976)

Spiniferites mirabilis (Rossignol) Sarjeant 1970

Bestimmungsliteratur:

Wall (1967): 101; Taf.14, Fig.5,6; Text-Fig.2

Reid (1974): 606-607; Taf.4, Fig.32,33,34

Harland (1977): 101; Taf.2, Fig.6

Theka: *Gonyaulax spinifera* (Claparède & Lachmann) Diesing 1866 nach Wall & Dale (1968)

Spiniferites ramosus (Ehrenberg) Loeblich & Loeblich 1966

Bestimmungsliteratur:

Harland (1977): 102-103; Taf.1, Fig.5,6

Theka: *Gonyaulax spinifera* Gruppe nach Wall & Dale (1970)

Gattung *Trinovantedinium* (Reid) emend. Harland emend. Bujak 1984

Trinovantedinium capitatum Reid 1977

Taf.3, Abb.1

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 274; Taf.2, Fig.11-12

Reid (1977): 437-438; Taf.1, Fig.6-8

Harland (1982a): 386; Taf.39, Fig.7-11; Taf.42, Fig.8, Text-Fig.22

Theka: *Protoperidinium pentagonum* (Gran) Balech 1974 nach Wall & Dale (1968) und Lewis et al. (1984)

Geographische Verbreitung:

Diese Art wurde nur selten in der südlichen und mittleren Norwegischen See sowie vereinzelt auch in der Grönland- und Island See beobachtet (Abb. 9). Regelmäßig kommt diese Art in der südlichen Norwegischen See vor.

Ökologie:

Diese Art kommt im neritischen bis ozeanischen Bereich der Norwegischen See vor. Wall et al. (1977) klassifizieren *T. capitatum* als kosmopolitische ästuarine bis neritische Art. Sie fehlt in polaren Regionen (Mudie & Short 1985; Mudie in Vorb.). *T. capitatum* ist an relativ wärmere Wassermassen gebunden.

Gattung *Votadinium* Reid 1977

Votadinium calvum Reid

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 276-277; Taf.1, Fig.22-29; Taf.3, Fig.9-11

Reid (1977): 444-445; Taf.2, Fig.21-23

Harland (1982a): 380-381; Taf.40, Fig.10-12; Text-Fig.14

Theka: *Protoperidinium oblongum* (Aurivillius) Parke & Dodge 1976 nach
Wall & Dale (1968) und Lewis et al. (1984)

Geographische Verbreitung:

Diese Art konnte nur in einer Probe vom Vöring Plateau nachgewiesen werden.

Zyste von *Peridinium faeroense* Paulsen 1905

Taf.2 Abb.8

Bestimmungsliteratur:

Dale (1977): 243-245, 248

Theka: *Peridinium faeroense* Paulsen 1905 nach Dale (1977)

Geographische Verbreitung:

Diese Art ist in fast allen Proben des Europäischen Nordmeeres selten bis regelmäßig vorhanden und zeigt allgemein eine Zunahme der relativen Häufigkeiten in Richtung auf den Barents Schelf, den norwegischen und isländischen Schelf. Sie dominiert die Gemeinschaften in Proben auf dem nordisländischen Schelf (Abb. 9).

Ökologie:

Diese Zysten zeigen im Untersuchungsgebiet eine ozeanische bis neritische Verbreitung mit einem Schwerpunkt auf den neritischen Bereich. Zysten von *P. faeroense* wurde bisher nur in neritischen und ästuarinen Sedimenten mit größeren Häufigkeiten gefunden (Dale 1976, 1983, 1985; deVernal & Giroux 1989).

Zysten von *P. faeroense* dominieren in Sedimenten im Trondheimsfjord unter geschichteten Wassermassen (Dale 1976). Da *P. faeroense* in größerer Häufigkeit im Plankton vor der Nordwestküste Islands beobachtet wurde (Braarud 1935) und in dem gleichen Gebiet deren Zysten in Oberflächensedimenten dominieren, könnten dort ähnliche Bedingungen vorherrschen.

Es ist vermutlich eine boreale bis gemäßigte Art (Dale 1976, 1983).

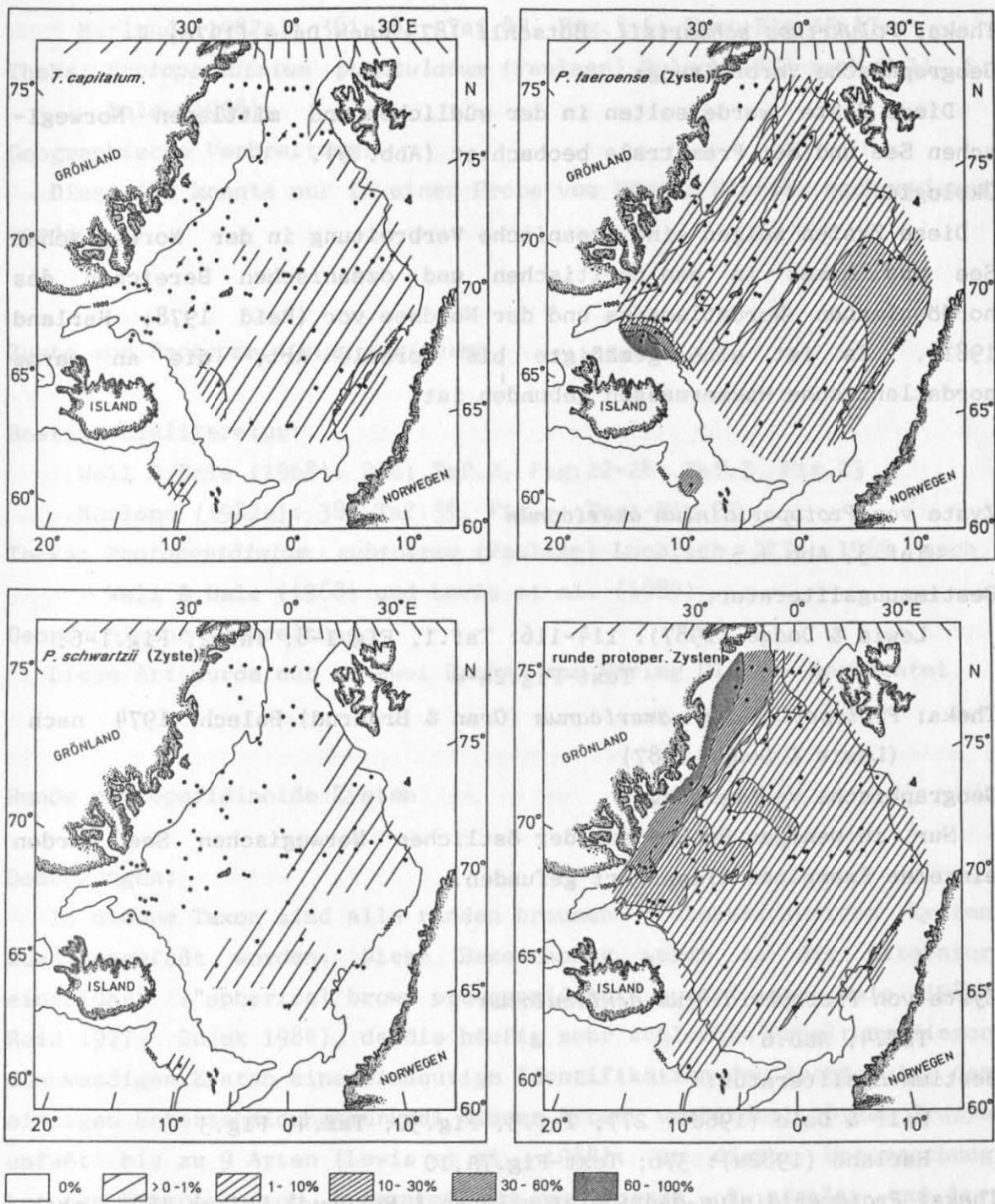


Abb. 9: Verbreitungsmuster der einzelnen Taxa.

Zyste von *Polykrikos schwartzii* Bütschli 1873

Tab.2, Abb.1,2

Bestimmungsliteratur:

Reid (1978): 227; Taf.1, Fig.1-9

Harland (1981): 76,78-79; Taf.1, Fig.1-9,; Taf.2, Fig.1-9; Taf.3, Fig.1-4,7-9; Taf.4, Fig.1-6; Text-Fig.2-6,8

Theka: *Polykrikos schwartzii* Bütschli 1873 nach Dale (1976)

Geographische Verbreitung:

Diese Zyste wurde selten in der südlichen und mittleren Norwegischen See und der Framstraße beobachtet (Abb. 9).

Ökologie:

Diese Zysten zeigen eine ozeanische Verbreitung in der Norwegischen See und kommt in den neritischen und ozeanischen Bereichen des nordöstlichen Nordatlantiks und der Nordsee vor (Reid 1978; Harland 1981). Es ist eine gemäßigte bis boreale Art, die an warme nordatlantische Wassermassen gebunden ist.

Zyste von *Protoperidinium americanum*

Taf.3, Abb.4,5

Bestimmungsliteratur:

Lewis & Dodge (1987): 114-116; Taf.1, Fig.1-8; Taf.2, Fig.1-6;
Text-Fig.2a-e

Theka: *Protoperidinium americanum* (Gran & Braarud) Balech 1974 nach
(Lewis & Dodge 1987)

Geographische Verbreitung:

Nur in wenigen Proben aus der östlichen Norwegischen See wurden einzelne Exemplare dieser Art gefunden.

Zyste von *Protoperidinium denticulatum*

Taf.4, Abb.6

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 277; Taf.3, Fig.30; Taf.4, Fig.3

Harland (1982a): 376; Text-Fig.7A,10

Theka: *Protoperidinium denticulatum* (Gran & Braarud) Balech 1974 nach
Wall & Dale (1968) und Lewis et al. (1984)

Geographische Verbreitung:

Diese Art konnte nur in einer Probe vom Vöring Plateau nachgewiesen werden.

Zyste von *Protoperidinium punctulatum*

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): Taf.2, Fig.25-27; Taf.3, Fig.24,25

Harland (1982a): 381-382; Taf.42, Fig.3-6; Text-Fig.15-17

Theka: *Protoperidinium punctulatum* (Paulsen) Balech 1974 nach Wall & Dale (1968)

Geographische Verbreitung:

Diese Art konnte nur in einer Probe vom Vöring Plateau nachgewiesen werden.

Zyste von *Protoperidinium subnerme*

Bestimmungsliteratur:

Wall & Dale (1968): 276; Taf.2, Fig.22-24; Taf.3, Fig.23

Harland (1982a): 38; Taf.39, Fig.6; Text-Fig.23

Theka: *Protoperidinium subnerme* (Paulsen) Loeblich III, 1969 nach Wall & Dale (1968) und Lewis et al. (1984)

Geographische Verbreitung:

Diese Art wurde nur in zwei Proben vom Vöring Plateau beobachtet.

Runde protoperidinoide Zysten

Bemerkungen:

In diesem Taxon sind alle runden braunen protoperidinoiden Zysten zusammengefaßt worden. Diese Bezeichnung wurde in die Literatur eingeführt ("spherical brown protoperidinoide cysts" sensu Dale 1985; Reid 1977; Bujak 1984), da die häufig sehr schlechte Erhaltung dieser dünnwandigen Zysten eine eindeutige Identifikation der Archäopyle, des einzigen Unterscheidungsmerkmal dieser Arten, verhindert. Diese Gruppe umfaßt bis zu 9 Arten (Lewis et al. 1984). In dieser Untersuchung konnten Exemplare von *Brigantedinium cariacense*, *B. simplex* und den Zysten von *Protoperidinium americanum*, *P. denticulatum*, *P. punctulatum* und *P. subnerme* beobachtet werden. Nur *B. simplex* konnte in größerer Häufigkeit eindeutig nachgewiesen werden, insbesondere in den Proben, die von runden braunen Zysten dominiert werden. Deshalb kann davon ausgegangen werden, daß diese den Überwiegenden Anteil an den Gemeinschaften ausmachen.

Geographische Verbreitung:

Runde protoperidinoide Zysten sind in den Proben aus der Norwegischen See, der zentralen Island- und Grönland See regelmäßig beobachtet worden. In Richtung auf den ostgrönländischen Kontinentalhang nehmen die relativen Häufigkeiten stark zu. Diese Zysten sind sehr häufig bis dominant auf dem Ostgrönlandschelf (Abb. 9).

Ökologie:

Diese Zysten dominieren im neritischen Bereich der polaren Domäne und sind im ozeanischen Bereich des Europäischen Nordmeeres regelmäßig vorhanden bis häufig. Vergleiche mit anderen Arbeiten sind aufgrund der bereits erwähnten Identifikationsprobleme problematisch. Ähnliche relative Häufigkeiten wie in den ozeanischen Regionen des Europäischen Nordmeeres sind um die britischen Inseln unter anderen ozeanographischen Bedingungen beobachtet worden (Reid 1974). Gemeinschaften, die von *B. simplex* dominiert werden, weisen jedoch eher auf polare Bedingungen hin.

Das bestätigt auch Vermutungen von Dale (1983: 126, 1985: 100), daß runde braune protoperidinoide Zysten, insbesondere *B. simplex*, die Gemeinschaften in kälteren Gewässern mit dauernder bis saisonaler Eisbedeckung dominieren, da sie vermutlich alle heterotroph und damit unabhängig von den unstabilen Lichtverhältnissen in eisbedeckten Gewässern sind.

Dinozysten indet.

Nur vereinzelt konnten quartäre Dinozysten nicht eindeutig bestimmten Gattungen und Arten zugewiesen werden. Die Zählergebnisse sind in Anhang 3.2 aufgeführt.

Zusätzlich wurde eine Reihe von Mikrofossilien erfaßt, die nicht zu den Dinozysten gehören, aber eine gewisse ökologische Bedeutung haben bzw. durchgehend in zahlreichen Proben gefunden wurden:

Acritarchen

Die Acritarchen sind eine Gruppe organischer Mikrofossilien mit unbekannter biologischer Zugehörigkeit (Evitt 1985).

Incertae Sedis

Gruppe Acritarcha Evitt 1963

Gattung Halodinium Bujak 1984

Halodinium spp.

Taf.4, Abb.15,16

Bestimmungsliteratur:

Bujak (1984): 196

Bemerkungen:

Exemplare dieser Gattung zeigen größere Variationen in dem Durchmesser der Zysten und könnten sowohl *H. minor* Bujak als auch *H. major* Bujak zugeordnet werden.

Geographische Verbreitung:

Diese Gruppe kommt nur im Bereich des Ostgrönlandschelfes und der südwestlichen Island See mit größeren relativen Häufigkeiten vor und erreicht teilweise ähnliche Häufigkeiten wie die gesamten quartären Dinozysten. In Proben aus der Norwegischen See ist *Halodinium* spp. selten vorhanden bzw. fehlt (Abb. 10).

Ökologie:

Es ist eine neritische bis ozeanische Gruppe mit erhöhten relativen Häufigkeiten unter den polaren und arktischen Wassermassen des Europäischen Nordmeeres. Weitere Vorkommen in der Hudson Bay, dem St.Lorenz Ästuar (deVernal et al. 1989) und dem Arktischen Ozean (Mudie in Vorb.) belegen die neritische bis ozeanische Verbreitung unter dem Einfluß polarer bis borealer Wassermassen.

Untergruppe Pterospermopsis Downie 1973

Gattung Cymatiosphaera (Wetzel) Deflandre 1954

Cymatiosphaera spp.

Taf.3, Abb.6,7

Bestimmungsliteratur:

Deflandre & Cookson (1955):288-290

de Vernal & Mudie (1989a): 396; Taf.2, Fig.4-11

de Vernal & Mudie (1989b): 415; Taf.5, Fig.14-16,18-19,20,23

Bemerkungen:

Es wurden verschiedene Morphotypen gefunden, die jedoch keinen Arten zugeordnet wurden.

Geographische Verbreitung:

Exemplare dieser Gattung wurden nur vereinzelt gefunden.

Ökologie:

Die vereinzelt Vorkommen, überwiegend in der Island See, lassen keine eindeutige Interpretation zu. Weitere Einzelfunde aus dem östlichen arktischen Ozean (Mudie in Vorb.) deuten darauf hin, daß diese Gattung hauptsächlich in polaren und arktischen Regionen vorkommt.

Süßwasseralgen

Stamm Chlorophyta Pascher 1914

Klasse Chlorophyceae Kutzing 1843

Ordnung Chlorococcales Pascher 1915

Familie Hydrodictyaceae Dumortier 1829

Gattung *Pediastrum* Meyen 1829

Pediastrum spp.

Taf.4, Abb.14

Bestimmungsliteratur:

Bujak (1984): 195; Taf.4, Fig.11

de Vernal & Mudie (1989a): 395; Taf.2, Fig.12

Bemerkungen:

Einzelne Exemplare ähneln *Pediastrum boryanum* (Turpin) Meneghini 1840.

Geographische Verbreitung:

Diese Gattung ist selten in Proben aus der Island- und Grönland See vorhanden (Abb. 10).

Ökologie:

Diese Süßwasseralgen kommen hauptsächlich in den neritischen bis ozeanischen Regionen der Island- und Grönland See vor. *Pediastrum* spp. wurde ebenfalls aus Sedimenten des Arktischen Ozeans beschrieben, die unter der Transpolardrift liegen (Mudie in Vorb.). Da *Pediastrum* spp. bisher nur in Süßwasserseen beobachtet wurde (z.B. Vorren et al. 1988), könnten diese Formen durch Meereis in das Europäische Nordmeer transportiert und beim Abschmelzen des Eises sedimentiert werden.

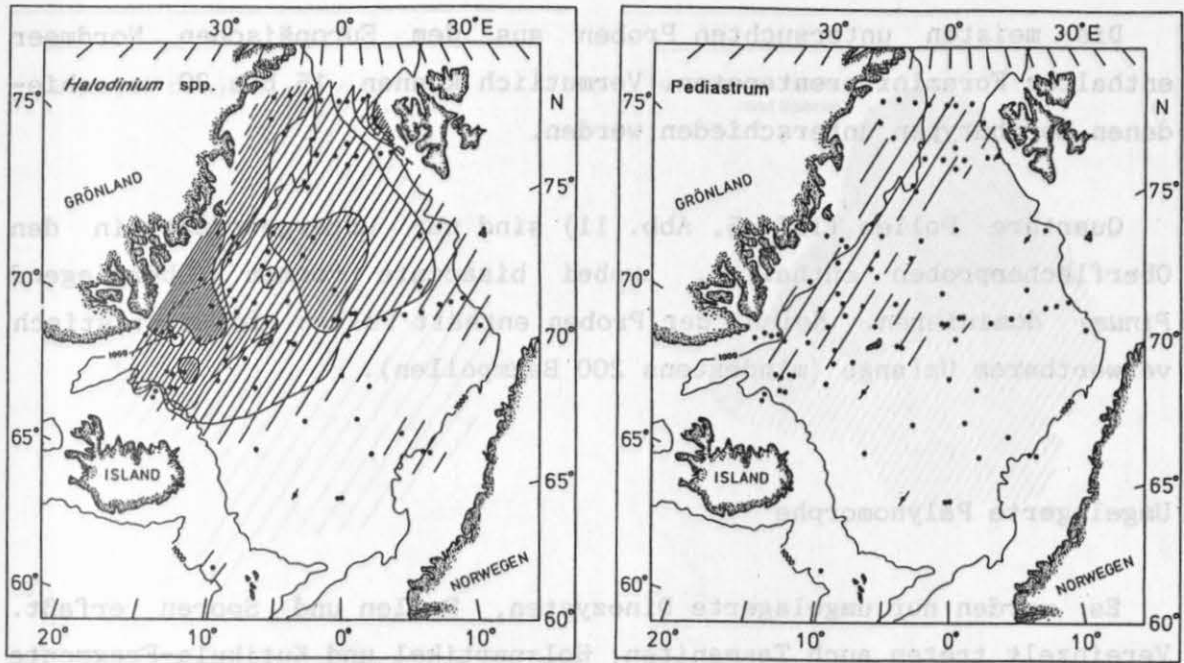


Abb. 10: Verbreitungsmuster der einzelnen Taxa.

Andere Palynomorphe

Tintinniden-Loricae und -Zysten, Foraminiferentapeten ("microforaminiferal linings"), quartäre Pollen und Sporen stellen weitere wichtige Palynomorphengruppen dar, die mit Ausnahme der Tintinniden und quartären Pollen und Sporen nicht quantitativ erfasst wurden.

Tintinniden -Loricae (Taf. 5, Abb. 1-5) und Tintinniden -Zysten (Taf. 5, Abb. 6-9) wurden in einer größeren Anzahl von Proben beobachtet (Anh.1.2). Einige der beobachteten Loricae sind wesentlich größer als die gewählte obere Siebweite von $150\mu\text{m}$, so daß wahrscheinlich nur die kleinen Exemplare selektiv angereichert worden sind. Die Zysten und Loricae wurden nach Reid (1987), Reid & John (1978, 1981) und Tappan & Loeblich (1968) bestimmt.

Foraminiferentapeten (Taf. 5, Abb. 10) sind die inneren organischen Hüllen von Foraminiferen. Es wird vermutet, daß diese von benthischen agglutinierenden oder kalkigen Foraminiferen gebildet werden (Stancliffe 1989). Sie sind bisher taxonomisch noch nicht eingehend untersucht worden (Stancliffe 1989).

Die meisten untersuchten Proben aus dem Europäischen Nordmeer enthalten Foraminiferentapeten. Vermutlich können 15 bis 20 verschiedenen Morphotypen unterschieden werden.

Quartäre Pollen (Taf. 5, Abb. 11) sind nur untergeordnet in den Oberflächenproben enthalten, wobei bisaccate Formen (überwiegend *Pinus*) dominieren. Keine der Proben enthält Pollen in statistisch verwertbarem Umfange (mindestens 200 Baumpollen).

Umgelagerte Palynomorphe

Es wurden nur umgelagerte Dinozysten, Pollen und Sporen erfaßt. Vereinzelt treten auch Tasmaniten, Holzpartikel und Kutikula-Fragmente auf. Die Anzahl der gezählten Exemplare müssen als Mindestzahlen betrachtet werden, da grobes eistransportiertes Material, das ebenfalls Palynomorphen enthält, selektiv durch das Sieben mit $>150\mu\text{m}$ aus den Proben entfernt wurde. Zusätzlich erschwert die häufig schlechte Erhaltung der umgelagerten Partikel die eindeutige Zuordnung.

Umgelagerte präquartäre Dinozysten (Taf. 4, Abb. 17) sind Bestandteile des allochthonen marinen organischen Kohlenstoffs. Sie treten in fast allen Proben auf. Größere Häufigkeiten wurden nur in der westlichen Grönland- und Island See beobachtet (Abb. 11).

Umgelagerte Pollen und Sporen (Taf. 4, Abb. 18,19) sind ein Hauptbestandteil des allochthonen terrestrischen organischen Kohlenstoffes. Die relativen Häufigkeiten umgelagerter Pollen und Sporen nehmen allgemein von Osten nach Westen zu und sind in Proben vom Ostgrönland-schelf häufiger als quartäre Dinozysten (Abb. 11).

Umgelagerte Pollen und Sporen sind in den ozeanischen Bereichen eindeutige Indikatoren für Eistransport, während sie auf den Schelfen bei geringen Sedimentationsraten Relikte aus glazialen Sedimenten darstellen könnten.

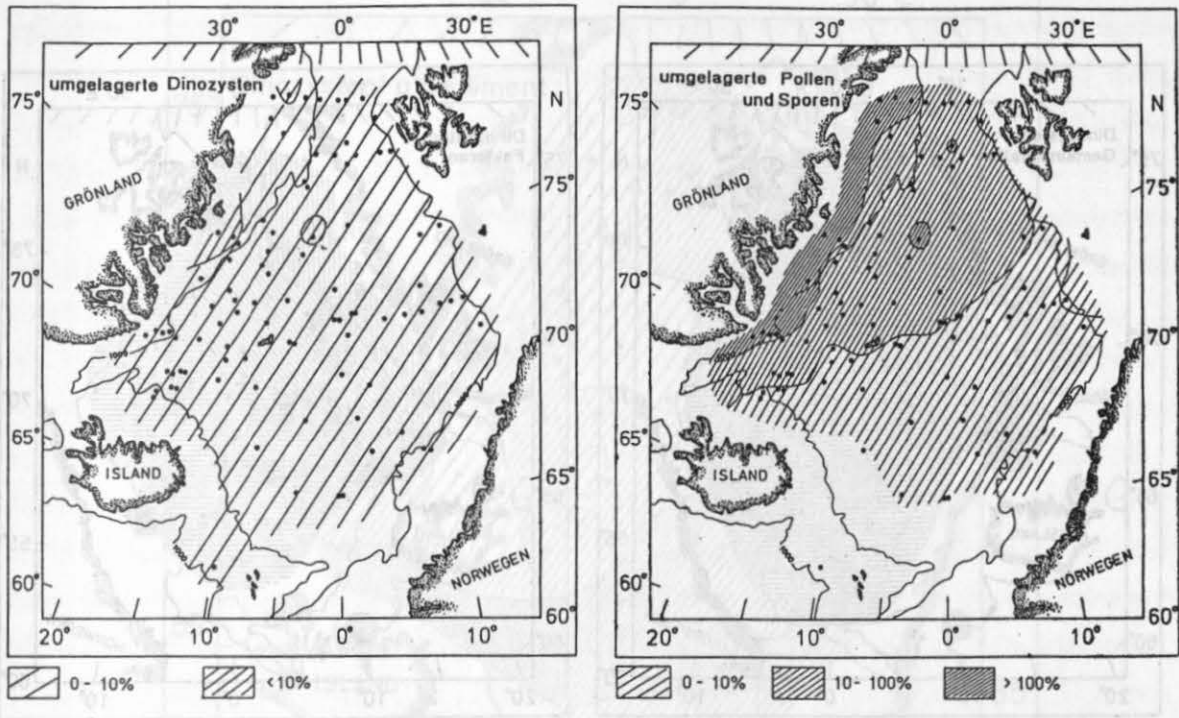


Abb. 11: Verbreitungsmuster der umgelagerten Dinoozysten, Pollen und Sporen.

3.2 Gemeinschaften im Europäischen Nordmeer

Da alle untersuchten Proben aus dem Bereich des Europäischen Nordmeeres von bis zu drei Arten dominiert werden, können visuell vier Gemeinschaften unterschieden werden (Abb. 12).

Die Gemeinschaft in der Norwegischen See wird von *O. centrocarpum* (>60%) dominiert mit geringen Anteilen von *N. labyrinthus* und *Spiniferites* spp. (Gemeinschaft 1).

Die Gemeinschaften auf dem Ostgrönlandschelf und in der westlichen Island See werden durch runde protoperidinoide Zysten und *M. minuta* s.l. (>60%) sowie *Halodinium* spp. dominiert (Gemeinschaft 2).

In der Grönland- und Island See dominieren *I. pallidum* und *N. labyrinthus* (>30-60%). Außerdem ist *O. centrocarpum* in den Randbereichen der Grönland See eine sehr häufige Art (Gemeinschaft 3).

Wenige Proben auf dem Islandschelf und dem Island-Faeroe-Rücken werden durch Zysten von *P. faeroense* (>60%) charakterisiert (Gemeinschaft 4).

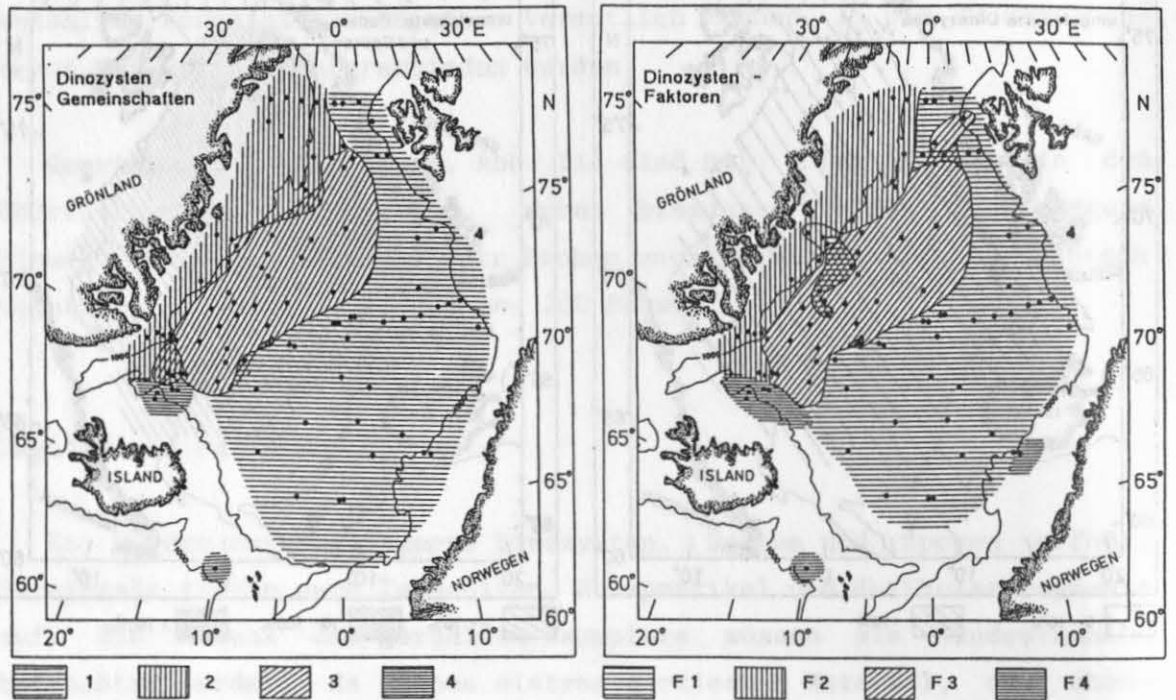


Abb. 12: Gemeinschaften im Europäischen Nordmeer (links: visuelle Interpretation; rechts: Faktorenanalyse).

3.3 Konzentrationen der Dinoflagellaten-Zysten

Die Konzentrationen der Dinozysten in den Oberflächensedimenten nehmen allgemein von Osten nach Westen um zwei Größenordnungen von $>10000/g$ Trockensediment auf Werte unter $1000/g$ Trockensediment ab (Abb. 13). Sie sind aber innerhalb der gewählten Klassen sehr variabel (s. Anh.3.1). Eine besonders deutliche Grenze scheinen die mittelozeanischen Rücken und die Schelfkante vor Ostgrönland zu sein. Die höchsten Konzentrationen ($>40000/g$ Trockensediment) wurden am nordisländischen Kontinentalrand und vor der Bäreninsel gemessen. Die Verbreitung der Gemeinschaften korreliert mit den Konzentrationen (vgl. Abb. 12 und 13). Die Gemeinschaft in der Norwegischen See weist die höchsten Konzentrationen auf, während die Gemeinschaften auf dem Ostgrönlandschelf die geringsten Konzentrationen zeigen.

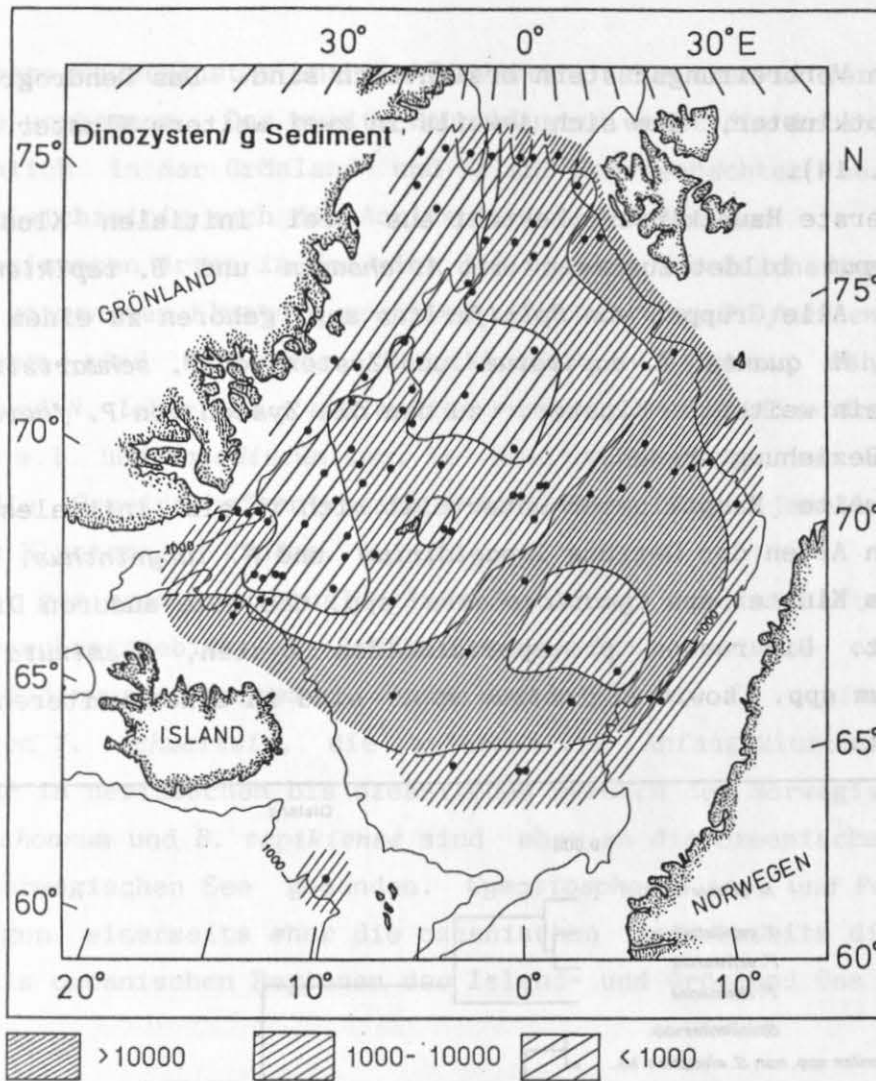


Abb. 13: Konzentrationen der Dinozysten in Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeer.

4. Die ökologische Klassifikation der Taxa

In diesem Kapitel sollen die Ergebnisse statistisch überprüft und gegebenenfalls ergänzt und schließlich zu einer ökologischen Klassifikation zusammengeführt werden. Es wurden nur die Taxa verwendet, die sich sicher voneinander unterscheiden lassen. Damit stehen 16 Dinozysten-Taxa und drei weitere Gruppen für die statistischen Analysen zur Verfügung (Abb. 14).

4.1 Klusteranalyse: Gruppierung der Taxa

Mit Hilfe der Klusteranalyse sollen Beziehungen zwischen den einzelnen Taxa aufgezeigt werden, die nicht ohne weiteres aus den

einzelnen Verbreitungsmustern ersichtlich sind. Das Dendrogramm zeigt zwei Hauptkluster, die sich jeweils in zwei weitere Kluster unterteilen (Abb. 14).

Das erste Hauptkluster besteht aus drei initialen Klustern. *O. centrocarpum* bildet zusammen mit *A. choanum* und *B. tepikiense* ein Kluster. Alle Gruppen von *Spiniferites* spp. gehören zu einem weiteren Kluster. *M. quanta*, *T. capitatum* und Zysten von *P. schwartzii* definieren ein weiteres Kluster, zu dem die Zysten von *P. faeroense* in näherer Beziehung stehen.

Das zweite Hauptkluster unterteilt sich in ein initiales Kluster mit allen Arten der Gattung *Impagidinium* und *N. labyrinthus*, das sich mit einem Kluster aus *Cymatiosphaera* spp. und alle anderen Dinozysten vereinigt. Die runden protoperidinoiden Zysten, *M. minuta* s.l. und *Halodinium* spp. sowie *Pediastrum* spp. sind in einem weiteren Kluster assoziiert.

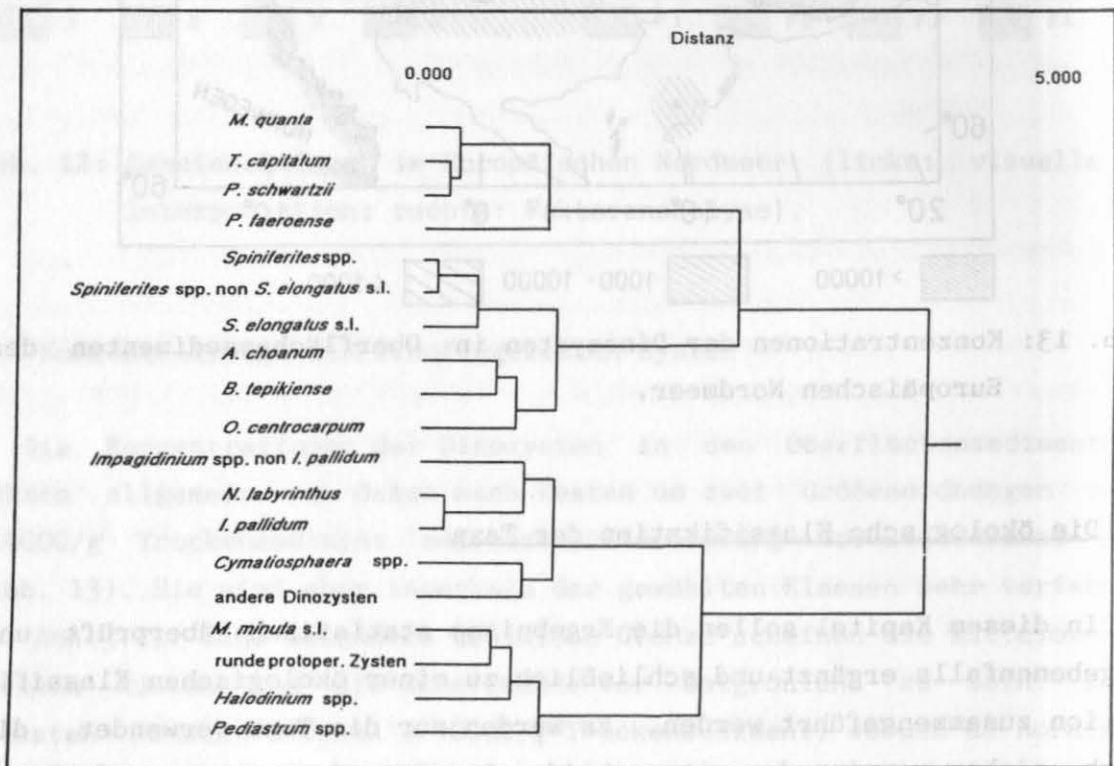


Abb. 14: Dendrogramm der Clusteranalyse nach dem Verfahren von Ward (1963). *P. faeroense* und *P. schwartzii* sind ohne den Vorsatz "Zysten von..." eingezeichnet.

Im Dendrogramm stehen die Arten in enger Beziehung zueinander, die einerseits im neritischen bis ozeanischen oder nur im ozeanischen Bereich (*Impagidinium* spp., *N. labyrinthus*) vorkommen, andererseits eine Präferenz für bestimmte Wassermassen aufweisen.

Das erste Hauptkuster enthält die Arten, die eher in der Norwegischen See vorkommen. Das zweite Hauptkuster weist die Arten auf, die hauptsächlich in der Grönland- und Island See beobachtet werden. Es enthält gleichzeitig auch die Acritarchen und Grünalgen.

Die dominanten Arten in den vier definierten Gemeinschaften sind in deutlich getrennten Klustern gruppiert. Zysten von *P. faeroense* und *O. centrocarpum* sind im ersten Hauptkuster zu finden, während *I. pallidum* und *N. labyrinthus* sowie die runden protoperidinoiden Zysten, *M. minuta* s.l. und *Halodinium* spp. im zweiten Hauptkuster vorkommen. Arten, die die Gemeinschaften zusammen dominieren, sind jeweils in den initialen Klustern zu finden.

Taxa mit geringen prozentualen Anteilen an den Gemeinschaften können im Untersuchungsgebiet als Indikatorarten für bestimmte ozeanographische Bedingungen genommen werden. *M. quanta*, *T. capitatum* und Zysten von *P. schwartzii*, die zusammen ein Anfangskuster bilden, kommen nur im neritischen bis ozeanischen Bereich der Norwegischen See vor. *A. choanum* und *B. tepikiense* sind eher an die ozeanischen Bereiche der Norwegischen See gebunden. *Cymatiosphaera* spp. und *Pediastrum* spp. zeigen einerseits eher die ozeanischen andererseits die neritischen bis ozeanischen Regionen der Island- und Grönland See an.

4.2 Faktorenanalyse: Definition von Gemeinschaften

Mit Hilfe der Faktorenanalyse können statistisch abgesicherte Gemeinschaften definiert werden. Sie bestätigt das aus der visuellen Analyse gewonnene Bild (Abb. 12).

Die vier definierten Faktoren erklären 94% der kumulativen Varianz (Anh.3.4). Die Kommunalitäten liegen in 90% der Proben über 0,85. Alle Proben mit Kommunalitäten unter 0,85 können den Faktoren 2 und 3 zugewiesen werden, die in der Grönland- und Island See dominieren. Die niedrigsten Kommunalitäten (0,57 bzw. 0,62) besitzen die Proben 69 und 77, die von einzelnen Taxa überdurchschnittlich dominiert werden. In der Probe 69 sind es runde protoperidinoiden Zysten, in Probe 77 *Halodinium* spp.. Daraus kann auf eine größere Variabilität zwischen den einzelnen Proben aus der Grönland- und Island See geschlossen werden, sodaß mit einem dichteren Probennetz vermutlich eine größere Anzahl von Faktoren aufgestellt werden könnte.

Faktor 1 besteht aus einer fast monospezifischen Gemeinschaft mit *O. centrocarpum*. Daher stimmt die Verteilung dieses Faktors im Unter-

suchungsgebiet auch gut mit dem Verbreitungsmuster von *O. centrocarpum* überein (vgl. Abb.8 und Abb. 15). Die höchsten Ladungen zeigen Proben aus der Norwegischen See und der östlichen Framstraße. Auf dem Schelf vor Ostgrönland und Nordisland sind die geringsten Werte verzeichnet worden. Die Verbreitung dieses Faktors korreliert mit der atlantischen

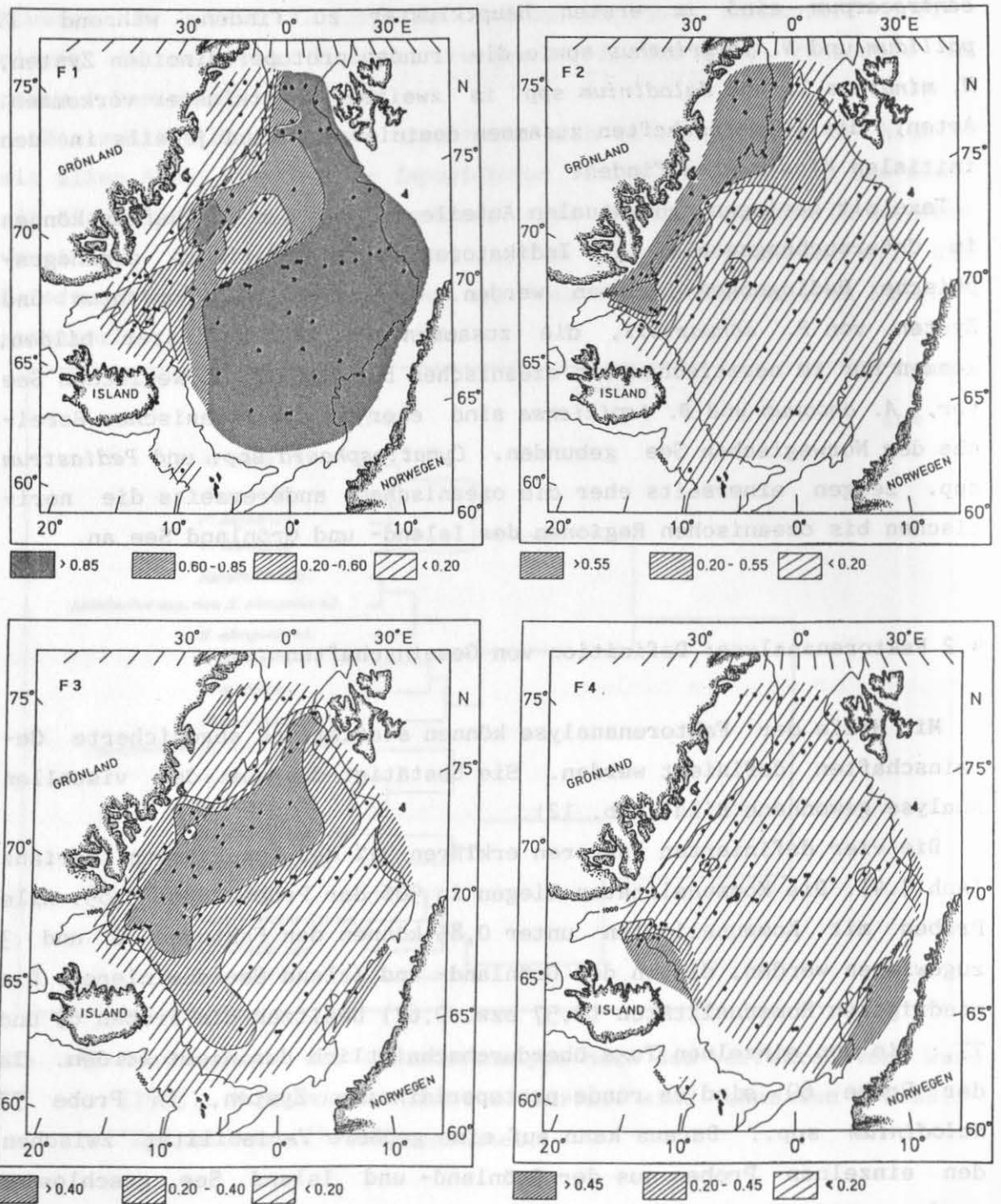


Abb. 15: Verbreitungsmuster der einzelnen Faktoren im Europäischen Nordmeer.

Domäne.

Der Faktor 2 besteht aus *M. minuta* s.l. zusammen mit *Halodinium* spp. und runden protoperidinoiden Zysten. Dieser Faktor dominiert auf dem Ost-Grönlandschelf und zeigt eine deutliche Abnahme nach Osten (Abb. 15).

Faktor 3 zeigt die höchsten Häufigkeiten in der zentralen Grönland- und Island See und besteht aus *I. pallidum*, *N. labyrinthus* und *O. centrocarpum*. Die Verbreitung stimmt in etwa mit der arktischen Domäne überein (Abb. 15).

Faktor 4 besteht aus einer fast monospezifischen Gemeinschaft von Zysten von *P. faeroense* und ist in der Verbreitung auf die Schelfe vor Nordisland und Norwegen beschränkt (Abb. 15). Daher stimmt die Verbreitung dieses Faktors gut mit der Verbreitung von Zysten von *P. faeroense* überein (vgl. Abb. 9 und Abb. 15).

4.3. Synthese: Die ökologische Klassifikation

Die Ergebnisse und Interpretationen der vorhergehenden Kapitel lassen sich in einem Diagramm übersichtlich darstellen (Abb. 16).

Die überwiegende Anzahl der Taxa kommt unter den relativ wärmeren Wassermassen im östlichen Teil des Europäischen Nordmeeres vor. Im Gegensatz dazu bestehen die Gemeinschaften auf dem Ostgrönlandschelf aus einer verarmten Flora mit runden protoperidinoiden Zysten und *M. minuta* s.l. Die runden protoperidinoiden Zysten werden vermutlich überwiegend durch *B. simplex* dominiert. *Halodinium* spp. und *Pediastrum* spp., die keine Dinozysten sind, sind wichtige Gruppen in dieser Region.

Die einzigen Taxa mit einer ozeanischen Verbreitung gehören der Gattung *Impagidinium* und *Nematosphaeropsis* an.

Nur die Gattung *Spiniferites* ist dargestellt worden, da die Unterteilung in die beiden Gruppen *S. elongatus* s.l. und "*Spiniferites* spp. non *S. elongatus* s.l." keine zusätzlichen ökologischen Informationen bringt. Detailliertere Informationen könnten hier ebenso wie bei der Gruppe der runden protoperidinoiden Zysten aus einer Aufschlüsselung in die einzelnen Arten erzielt werden. Das scheitert jedoch meist daran, daß die Exemplare nicht eindeutig identifiziert werden können.

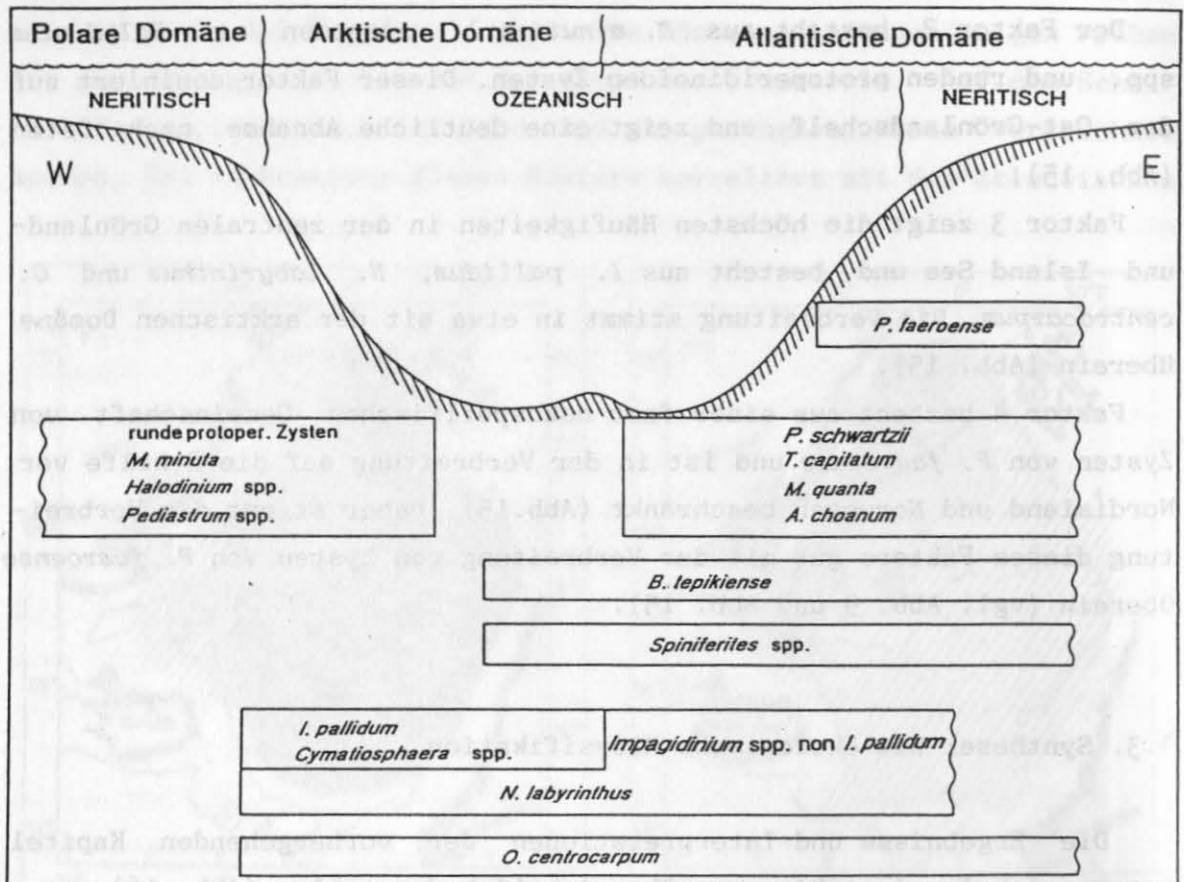


Abb. 16: Ökologische Klassifikation der beobachteten Taxa im Europäischen Nordmeer. Die ozeanographischen Domänen sind in Swift (1986) beschrieben.

5. Vergleich mit dem kieseligen und kalkigen Plankton

In diesem Abschnitt soll untersucht werden, ob andere planktische Organismen mit erhaltungsfähigen Hartteilen ähnliche Verbreitungsmuster zeigen und bestimmte Arten ähnliche Präferenzen besitzen wie einige der beobachteten Taxa.

5.1 Konzentrationen der Planktongruppen

Alle Gruppen zeigen ähnliche Trends in den Konzentrationen in den Oberflächensedimenten. Allgemein werden die höchsten Werte in dem östlichen Teil des Europäischen Nordmeeres beobachtet.

Die Konzentrationen des kieseligen Mikroplanktons nehmen allgemein wie die der Dinozysten nach Westen ab. Die höchsten Konzentrationen

werden in der südlichen Norwegischen See und der östlichen Island See beobachtet (Goll & Björklund 1985; Koc Karpuz & Schrader 1990). Diatomeen fehlen in einigen Proben aus der westlichen Grönland See (Koc Karpuz & Schrader 1990).

Das Europäische Nordmeer wurde bisher nicht flächendeckend auf kalkige Mikrofossilien untersucht. Planktische Foraminiferen zeigen die höchsten Anteile unter dem Norwegenstrom und in der Grönland See (Kellogg 1976). Der Anteil an Coccolithen nimmt vom Vöring Plateau und Norwegenbecken nach Westen ab. Im Einflußbereich des Ost-Grönlandstromes fehlen Coccolithen in den Oberflächensedimenten (Samtleben & Schröder 1990).

5.2 Zusammensetzung der Faunen und Floren

Diatomeen

Bisher ist ein detaillierter Vergleich nur mit Diatomeen-Floren möglich. Diese wurden ebenso wie Dinozysten-Gemeinschaften in einem flächendeckenden Probenetz aus dem gesamten Europäischen Nordmeer untersucht (Koc Karpuz & Schrader 1990). Es besteht allgemein eine relativ gute Übereinstimmung zwischen den Diatomeen- und Dinozysten-Faktoren (vgl. Abb. 12 und 17). Sowohl die Arktis- als auch die Polarfront lassen sich in den Verbreitungsmustern der Faktoren beider Gruppen erkennen. Der Diatomeen-Faktor 3 korreliert gut mit dem Dinozysten-Faktor 2, desgleichen der Diatomeen-Faktor 2 mit dem Dinozysten-Faktor 3. Der Diatomeen-Faktor 2 zeigt jedoch eine größere räumliche Ausdehnung. Nach Diatomeen können im Bereich der atlantischen Domäne drei Faktoren unterschieden werden im Gegensatz zu einem Dinozysten-Faktor (Faktor 1). Der Dinozysten-Faktor 4 findet keine Entsprechung in einem Diatomeen-Faktor. Diese kleinen Unterschiede dürften durch die unterschiedliche Probenabdeckung bedingt sein. Proben, die von den gleichen Stationen sowohl auf Diatomeen als auch auf Dinozysten untersucht wurden, zeigen eine gute Übereinstimmung in der Zuordnung zu den Faktoren. Der wesentliche Unterschied zwischen Diatomeen und Dinozysten besteht darin, daß Diatomeen größtenteils auf dem Ostgrönlandschelf und dem Island-Schottland Rücken in den Oberflächensedimenten fehlen, bedingt vermutlich durch Lösung (Koc Karpuz & Schrader 1990).

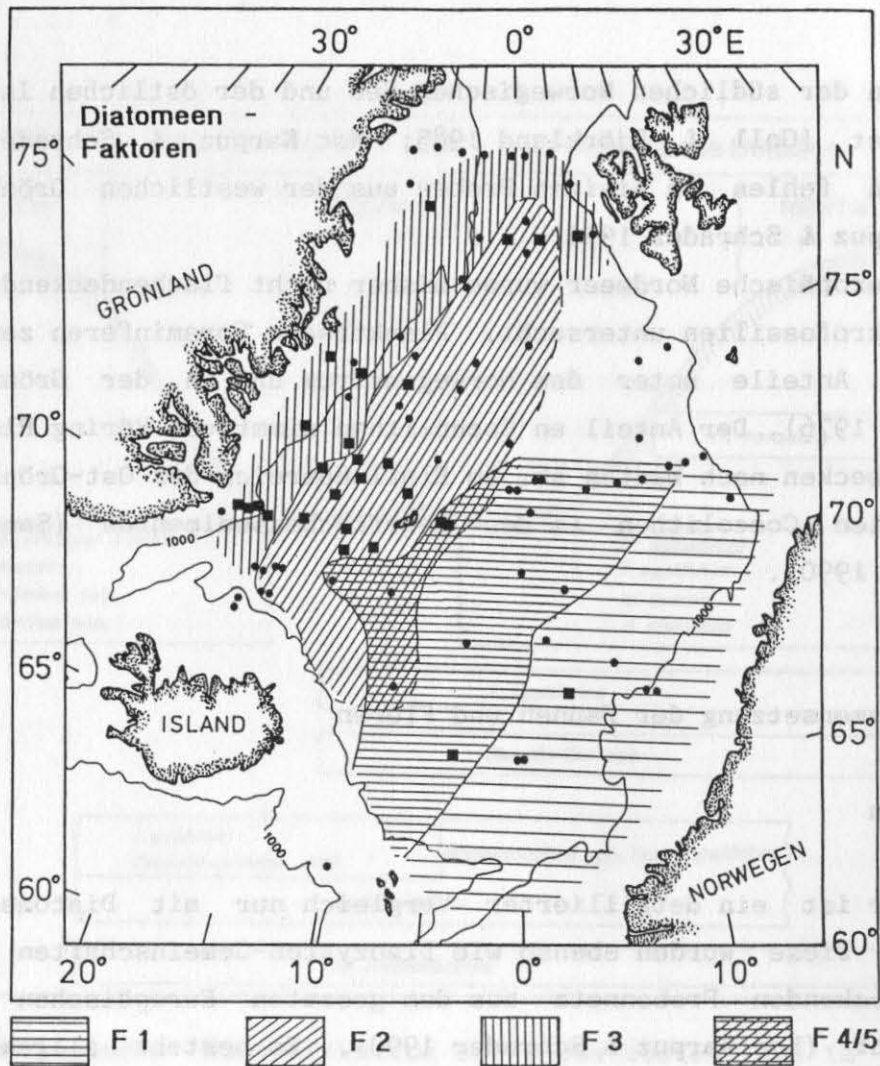


Abb. 17: Diatomeen-Faktorengemeinschaften im Europäischen Nordmeer (nach Koc Karpuz & Schrader 1990); ■ : Proben auf Diatomeen und Dinozysten untersucht; ● : Proben auf Dinozysten untersucht.

Coccolithen

In den Sedimenten werden nur stark verarmte Coccolithen-Gemeinschaften dokumentiert, die hauptsächlich aus den beiden Arten *Emiliana huxleyi* und *Coccolithus pelagicus* bestehen (Eide 1990; Samtleben & Bickert 1990; Samtleben & Schröder 1990). Die relativen Häufigkeiten von *E. huxleyi* nehmen nach Norden und Westen hin ab, die von *C. pelagicus* zu. *E. huxleyi* zeigt ein ähnliches Verbreitungsmuster wie *O. centrocarpum*. *C. pelagicus* dominiert eindeutig in Sedimenten aus der Island- und Grönland See, während dort *N. labyrinthus* und *I. pallidum* die dominanten Dinozysten-Arten sind. Nur die arktische Front läßt sich in den Verteilungsmustern der Coccolithen erkennen (Eide 1990; Samtleben & Schröder 1990).

Planktische Foraminiferen

Faktorenanalysen an Oberflächensedimenten aus dem gesamten Nordatlantik zeigen, daß die polare Gemeinschaft im Europäischen Nordmeer dominiert und nur in der südöstlichen Norwegischen See die subpolare Gemeinschaft höhere Werte erreicht (Kellogg 1975; Kipp 1976). Foraminiferen wurden an einigen Proben im Bereich der Arktisfront bearbeitet (Pflaumann 1988), die auch auf Dinozysten untersucht wurden. Die Faunen zeigen ähnlich wie die Floren Unterschiede zwischen atlantischer und arktischer Domäne. Der deutlichste Unterschied zu den Dinozysten ergibt sich in den Diversitäten. Der fast monospezifischen Foraminiferen-Fauna in der Arktischen Domäne steht eine höher diverse Dinozysten-Flora gegenüber. Die polare Domäne kann mit Hilfe von Foraminiferen vermutlich nicht charakterisiert werden.

Subpolare planktische Foraminiferen (überwiegend *N. pachyderma* [dex.], *Globigerina quinqueloba*, *G. bulloides*) dominieren nur unter dem Einfluß des warmen Norwegenstromes in der atlantischen Domäne, während die Dinozysten-Floren hier ausschließlich von *O. centrocarpum* dominiert werden. Koc Karpuz & Schrader (1990) zeigen, daß die Verbreitung von *G. bulloides* (Kipp 1976) und der Foraminiferen-Faktor 2 (Kellogg 1975) ihrem Diatomeen-Faktor 5 ähneln. Der Diatomeen-Faktor 6 entspricht der Verteilung des Foraminiferen-Faktors 3 nach Kellogg (1975).

Die Verbreitungsmuster der anderen geologisch wichtigen Planktongruppen lassen sich also im Großen und Ganzen mit denen der Dinozysten vergleichen, während auf Artenebene deutliche Unterschiede erkennbar sind.

6. Zusammenfassung: Ökologie und Ozeanographie

6.1 Die Verbreitungsmuster einzelner Arten und die Ozeanographie

Die Verbreitungsmuster einzelner Arten zeichnen detailliert einzelne Strömungsmuster und ozeanographische Strukturen nach. Der Einstrom von relativ warmen, salinen nordatlantischen Wassermassen läßt sich in den Floren bis nordöstlich von Spitsbergen verfolgen (z.B. *O. centrocarpum* und *B. tepikiense*, Abb. 18). Er bedingt das Vorkommen anderer Arten als der kalte, niedrig saline Ost-Grönlandstrom (Abb. 16). Für einzelne Arten stellt der Island-Faeroe Rücken eine deutliche Barriere

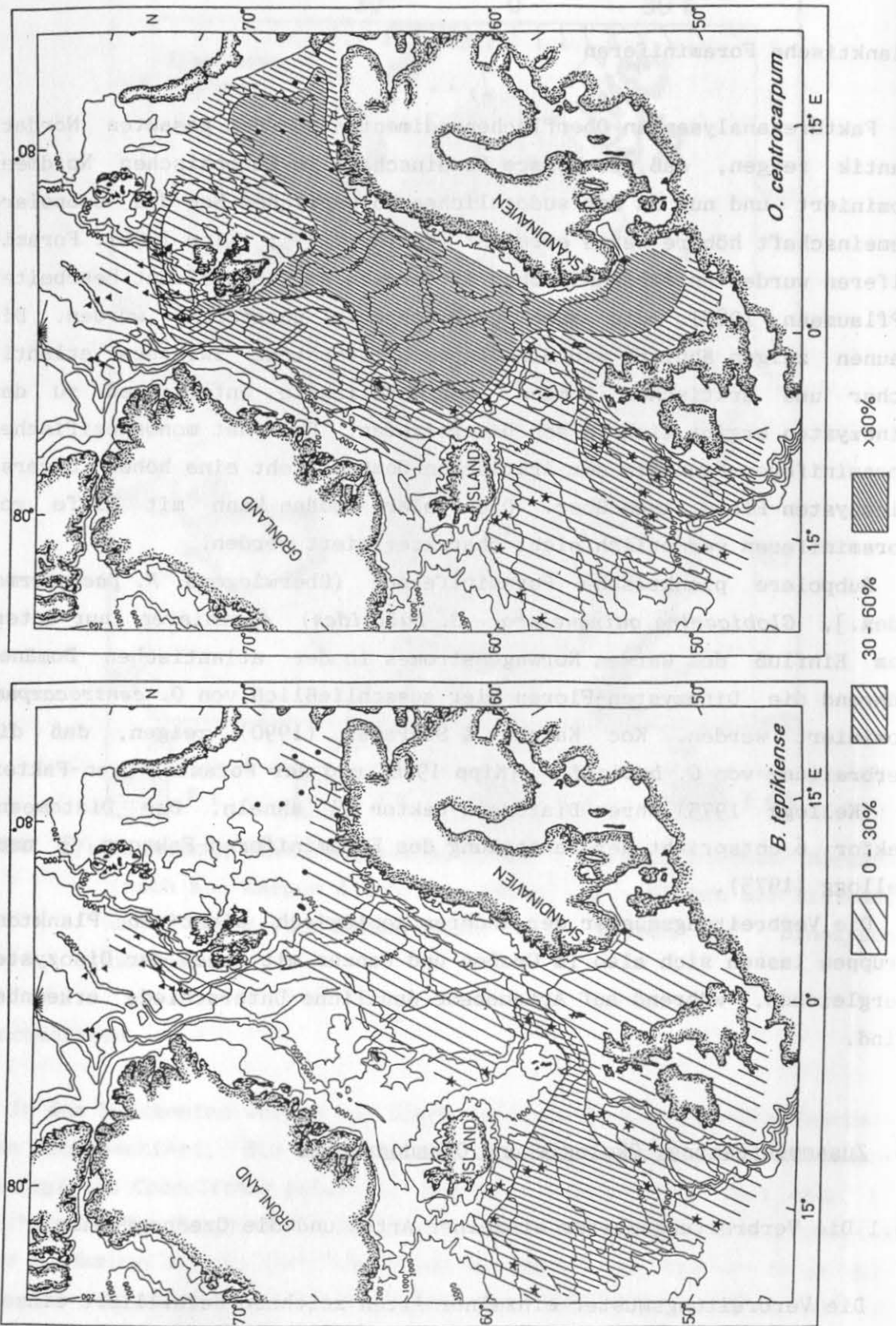


Abb. 18: Verbreitungsmuster von *B. tepikiense* und *O. centrocarpum* im Europäischen Nordmeer und in den angrenzenden Meeresgebieten (Turon 1980: ★; Dale 1985: ◆; Harland 1982b: ●; Mudie in Vorb.: ▲).

dar (Abb. 18, 19).

Die Advektion kalter, niedrig-saliner Wassermassen über die Polarfront in die arktische Domäne nördlich von Jan Mayen und Island zeigt sich in den Verbreitungsmustern von *M. minuta* s.l., *Halodinium* spp. und runden protoperidinoiden Zysten (Abb. 7,9,10).

I. pallidum und *N. labyrinthus* weisen die höchsten relativen Häufigkeiten in den Zentren der zyklonalen Wirbel in der Grönland- und Island See auf (Abb. 6,7). Die verschiedenen Arten einer Gattung können unterschiedliche ökologische Präferenzen zeigen. *I. pallidum* ist nach den bisherigen Kenntnissen eine endemische Art der Meeresregionen nördlich des Island-Faeroe Rückens, während die anderen Arten der Gattung *Impagidinium* hauptsächlich südlich dieser Schwelle vorkommen (Abb. 19). Deshalb sollten soweit wie möglich die einzelnen Arten innerhalb der Gattungen unterschieden werden, da nur aus den Verbreitungsmustern der einzelnen Arten die optimale ökologische Information gewonnen werden kann.

6.2 Gemeinschaften und Ozeanographie

Die Verteilungsmuster von Dinozysten in Oberflächensedimenten werden von zwei Hauptfaktoren bestimmt. Die Bathymetrie und die Oberflächenwassermassen beeinflussen die Verteilungsmuster entscheidend. Diese Zusammenhänge führen dazu, daß sich die drei ozeanographischen Domänen des Europäischen Nordmeeres in den Dinozysten-Gemeinschaften widerspiegeln.

Die mittelozeanischen Rücken, untermeerischen Schwellen und die Schelfkanten bilden ökologische Grenzen, die neritische und ozeanische Gemeinschaften voneinander abgrenzen (Abb. 12). Gleichzeitig verlaufen entlang dieser morphologischen Strukturen ozeanographische Fronten, die unterschiedliche Wassermassen voneinander trennen (Abb. 1).

Die Polarfront, die parallel zur Schelfkante vor Ostgrönland verläuft, bildet eine deutliche ökologische Grenze sowohl für die Verbreitung der Dinozysten-Gemeinschaften (Abb. 12) als auch für die Diatomeen-Gemeinschaften (Abb. 17). Diese ökologische Grenze ist besonders markant, da eine ozeanographische Front parallel zum Übergang vom neritischen zum ozeanischen Bereich verläuft.

Die Arktisfront liegt im nördlichen Europäischen Nordmeer über dem Mohns und Knipovich Rücken, im südlichen Europäischen Nordmeer ist sie nicht so deutlich definiert. Auch hier vollziehen sich deutliche Ver-

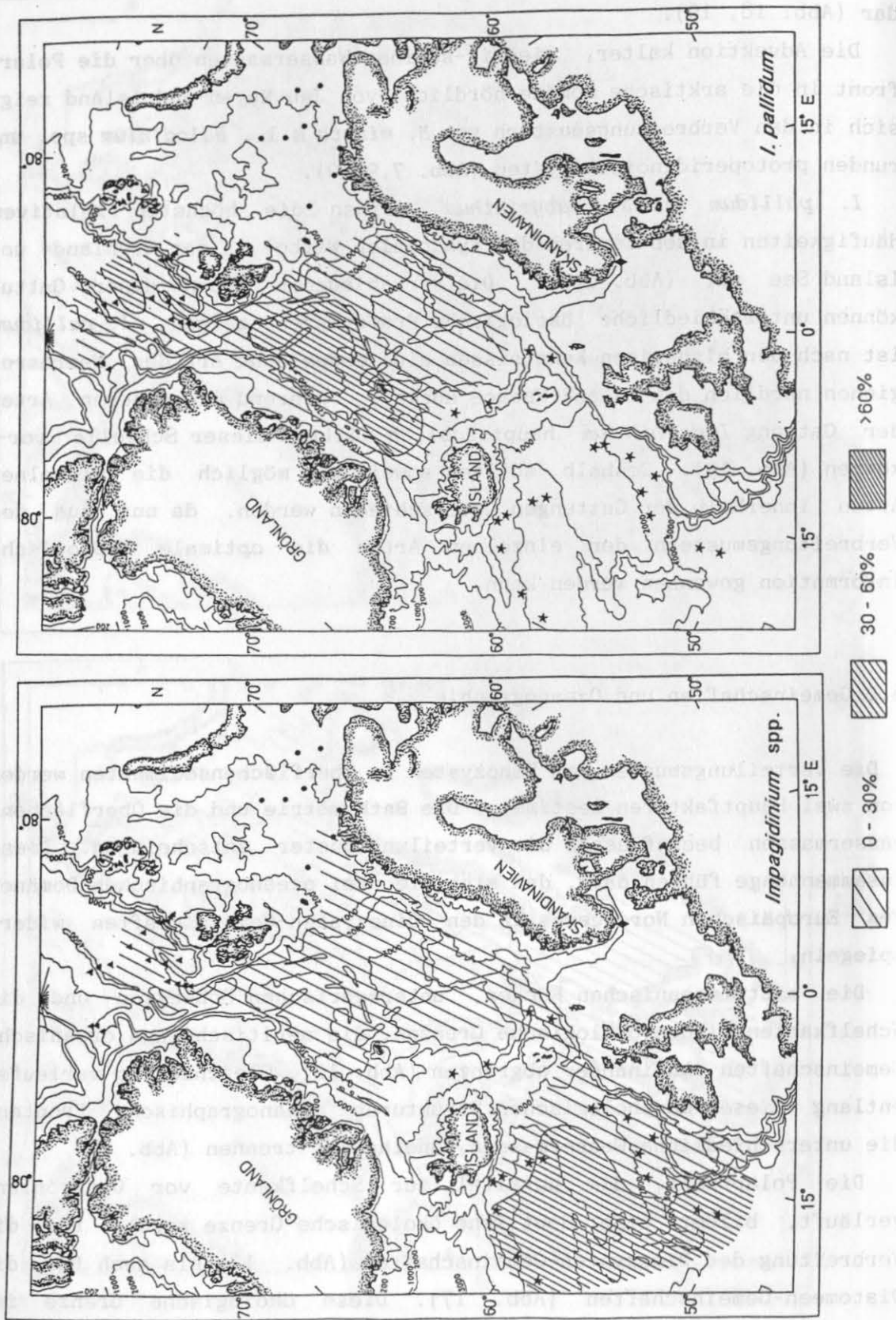


Abb. 19: Verbreitungsmuster von *Impagidinium* spp. non *I. pallidum* und *I. pallidum* im Europäischen Nordmeer und den angrenzenden Meeresgebieten (Turon 1980:★; Dale 1985:◆; Harland 1982b:● Mudie in Vorb.:▲).

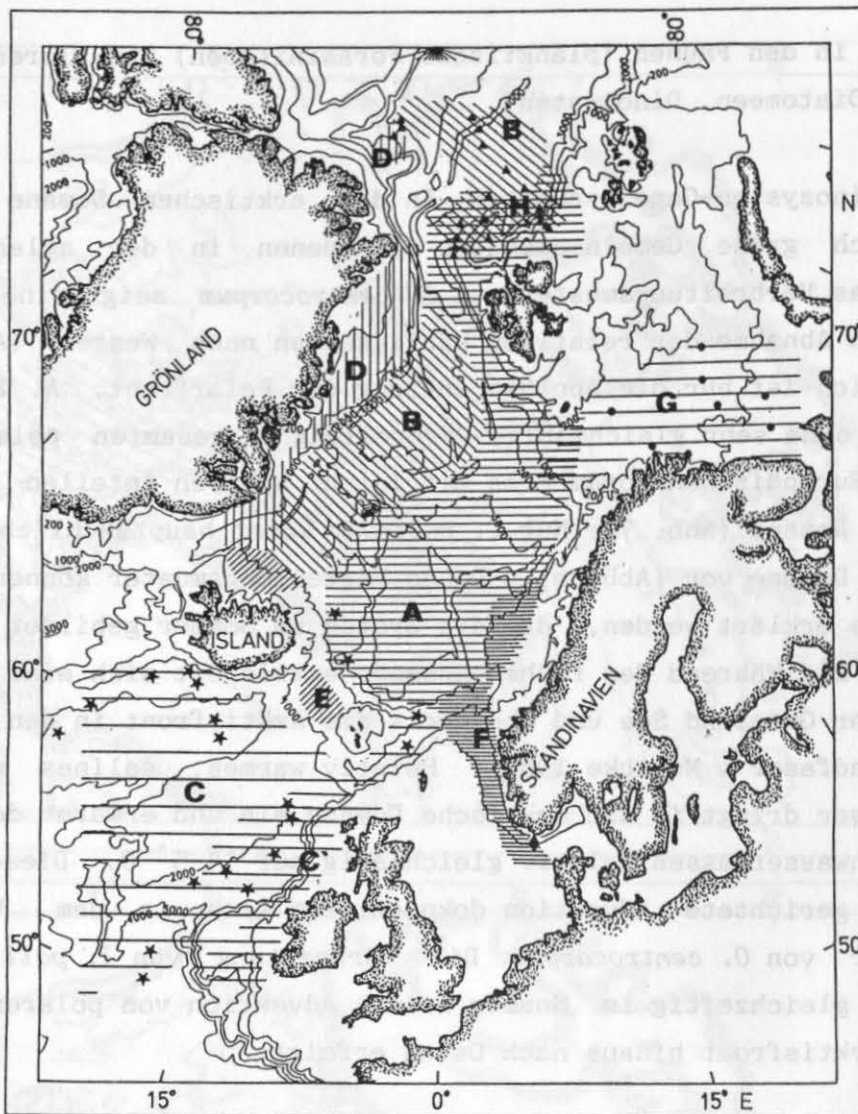
änderungen in den Faunen (planktische Foraminiferen) und Floren (Coccolithen, Diatomeen, Dinozysten).

Die Dinozysten-Gemeinschaften in der arktischen Domäne zeigen jedoch noch große Gemeinsamkeiten mit denen in der atlantischen Domäne. Das Verbreitungsmuster von *O. centrocarpum* zeigt eine kontinuierlichen Abnahme der relativen Häufigkeiten nach Westen (Abb. 8). Sehr deutlich ist nur die Abnahme entlang der Polarfront. *N. labyrinthus* hat eine sehr gleichmäßige Verbreitung im gesamten pelagischen Raum des Europäischen Nordmeeres mit leicht höheren Anteilen in der arktischen Domäne (Abb. 7). Nur *I. pallidum* kommt hauptsächlich in der arktischen Domäne vor (Abb. 6). Diese Verteilungsmuster können unter der Annahme erklärt werden, daß die Zysten im Sommer gebildet werden (s. Kap. 2). Während des frühen Sommers entwickelt sich eine Thermokline in der Grönland See und überdeckt die Arktisfront in den oberen 30-50m (Quadfasel & Meincke 1987). Relativ warmes, salines atlantisches Wasser dringt in die arktische Domäne ein und erwärmt dort die Oberflächenwassermassen relativ gleichmäßig auf $\sim 4-5^{\circ}\text{C}$. Diese nordwestwärts gerichtete Advektion dokumentiert sich in dem Verbreitungsmuster von *O. centrocarpum*. Die Verbreitung von *I. pallidum* belegt, daß gleichzeitig im Sommer keine Advektion von polarem Wasser über die Arktisfront hinaus nach Osten erfolgt.

Ein Großteil der Variationen zwischen den einzelnen Gemeinschaften im Europäischen Nordmeer und den angrenzenden Meeresgebieten ergeben sich aus Veränderungen der relativen Häufigkeiten weniger Arten. Im pelagischen Bereich sind es *O. centrocarpum*, *N. labyrinthus* und *I. pallidum*, im neritischen Bereich protoperidinoide Zysten, Zysten von *P. faeroense* und *O. centrocarpum*.

Es lassen sich mehrere Gemeinschaften unterscheiden, die verschiedene neritische und pelagische Räume charakterisieren (Abb. 20) und in ihrer Verbreitung von den einzelnen Wassermassen abhängen. Der Island-Schottland Rücken stellt für die Gemeinschaften eine bedeutende biogeographische Grenze dar, die nur in Verlängerung des Faeroe-Shetland-Kanals bis in die südöstliche Norwegensee verschoben ist.

Die relativ warmen, salinen Wassermassen der Nordatlantikdrift und des Norwegenstromes werden durch zwei unterschiedliche Gemeinschaften gekennzeichnet (A und C). Die Gemeinschaft F dokumentiert den niedrig salinen norwegischen Küstenstrom. Nach der Verzweigung des Norwegenstromes in den Nordkapstrom und den West-Spitsbergenstrom verändern



	REGION	GEMEINSCHAFT	DOMINANTE ARTEN	QUELLE
ozeanisch	Norwegische See	A	<i>O. centrocarpum</i>	diese Arbeit
	Grönland See	B	<i>I. pallidum</i>	diese Arbeit
	Island See		<i>N. labyrinthus</i>	Mudie (in Vorb.)
	Arktischer Ozean		+ <i>O. centrocarpum</i>	
neritisch	Nordatlantik	C	<i>B. tepikiense</i>	Turon (1980,
			<i>I. sphaericum</i>	1981)
		C'	mit <i>O. centrocarpum</i>	im Osten
	Ostgrönlandshelf	D	<i>M. minuta</i> s.l.	diese Arbeit
			runde protop. Zysten	
	Island-Faeroe-Rücken	E	<i>P. faeroense</i>	diese Arbeit
	Nordsee Norwegenshelf	F	<i>O. centrocarpum</i>	diese Arbeit
			<i>P. faeroense</i>	Dale (1985)
Barents See	G	<i>O. centrocarpum</i>	Harland (1982)	
		<i>S. elongatus</i> s.l.		
Yermack Plateau	H	<i>O. centrocarpum</i>	Mudie (in Vorb.)	
		<i>N. labyrinthus</i>		
		<i>I. pallidum</i>		

Abb. 20: Dinozysten-Gemeinschaften im Europäischen Nordmeer und in den angrenzenden Gebieten (aus Dale 1985: ◆; Harland 1982: ●; Mudie in Vorb.: ▲; Turon 1980: ★).

die atlantischen Wassermassen durch das Zusammenwirken mit arktischem Oberflächenwasser nördlich von Spitsbergen und in der Barents See ihre Eigenschaften. Die Gemeinschaften G und H charakterisieren diese Bereiche. Die Transpolar drift und der Ost-Grönlandstrom werden durch die Gemeinschaft D gekennzeichnet.

Ähnliche Gemeinschaften wie in der Arktischen Domäne (B) werden auch im östlichen Arktischen Ozean beobachtet. Die Gemeinschaft E ist charakteristisch für den Island-Faeroe Rücken.

IV. DIE SPÄT- UND POSTGLAZIALE ENTWICKLUNG DES NORWEGENSTROMES

1. Paläo-ozeanographie in den letzten 15000 Jahren

Die spät- und postglaziale Entwicklung des terrestrischen Klimas ist in den letzten Dekaden detailliert untersucht worden. Es lassen sich zahlreiche Klimafluktuationen in dieser Zeit insbesondere mit Hilfe der Pollenanalyse belegen, die nach einer diskontinuierlichen Klimaverbesserung nach der letzten Eiszeit in dem postglazialen Klimaoptimum, dem Atlantikum (ca. 8000 - 5000 J.v.h.), kumulieren, gefolgt von einem Trend zu mehr kühleren Klimabedingungen.

Im Gegensatz dazu kann das ozeanische Klima in demselben Zeitabschnitt bisher nur in seinen Grundzügen rekonstruiert werden. Es wird allgemein davon ausgegangen, daß der Einstrom relativ warmer Wassermassen aus dem Nordatlantik in das Europäische Nordmeer das ozeanische Klima bestimmt. Nach der letzten Vereisung sollen atlantische Wassermassen zuerst im Bölling-Alleröd in die östliche Norwegische See vorgedrungen sein (u.a. Jansen & Björklund 1985; Vorren et al. 1988). Nach einem Umschwung zu glazialen Bedingungen im ozeanischen Klima während der Jüngeren Dryas konnte sich erst mit dem Beginn des Holozäns der Norwegenstrom voll etablieren (u.a. Jansen et al. 1983; Sejrup et al. 1984; Jansen & Björklund 1985; Vorren et al. 1988).

Die Ursachen für ozeanische Klimaveränderungen können in diesem Zeitraum nicht ausschließlich in den Orbitalparametern, die Veränderungen in der Insolation steuern, gesucht werden. Die Insolation erreichte bereits das postglaziale Maximum in der jüngeren Dryas (u.a. Fairbanks 1989). Daher müssen die Ursachen in einem komplizierten Wechselspiel zwischen ozeanischen und terrestrischen Faktoren liegen.

Dinozysten wurden in spätquartären Sedimenten aus dem Europäischen Nordmeer noch nicht detailliert untersucht. In rezenten Sedimenten des Europäischen Nordmeeres können räumlich getrennte, charakteristische Gemeinschaften unterschieden werden, die an bestimmte Wassermassen gebunden sind. Einzelne Arten zeigen Präferenzen für bestimmte Wassermassen (s. Abschnitt III).

1. Zeigen nun die Arten und Gemeinschaften in spätglazialen und holozänen Sedimenten zeitliche Veränderungen, die analog zu bereits dokumentierten Veränderungen im ozeanischen Klima erfolgen ?

2. Lassen sich weitere Veränderungen in den Floren beobachten, die durch Veränderungen in der Ozeanographie erklärt werden können?

Um diese Fragestellungen beantworten zu können, wurden gut datierte Kernprofile ausgewählt, die aufgrund ihrer geographischen Lage unter dem Norwegenstrom es ermöglichen sollten, räumliche und zeitliche Veränderungen zu erfassen. Besondere Bedeutung kommt der Frage zu, ob markante Veränderungen in den Floren zeitgleich im Stromstrich des Norwegenstromes erfolgen. Diese könnten dann als zusätzliche Zeitmarken in Regionen dienen, aus denen Kernprofile mit einer schlechten Basisstratigraphie vorliegen. Ein Vergleich mit anderen Kernprofilen aus dem nördlichen Nordatlantik und den angrenzenden Meeresgebieten soll dann zeigen, ob charakterische Florenveränderungen im größeren räumlichen Rahmen erfolgen. Anschließend sollen mit Hilfe weiterer Literaturdaten die möglichen Ursachen der Veränderungen erläutert werden.

2. Ergebnisse

Die untersuchten Sedimentkerne (23059, 23062, 23071, 23199) liegen auf dem Vöring Plateau und der Jan Mayen Bruchzone entlang eines Profils quer zum Stromstrich des Norwegenstromes, um sowohl den Kern als auch die Randbereiche zu erfassen. Der nördliche Sedimentkern in der Framstraße (21295) dokumentiert die meridionalen Kontraste (Abb. 2).

2.1 Dinozysten Gemeinschaften im Spät- und Postglazial

Alle untersuchten Kernprofile vom Vöring Plateau und der Jan Mayen Bruchzone weisen einen ähnlichen Trend in den Dinozysten-Konzentrationen (Dinozysten/g Sediment) auf. Im Spätglazial sind diese niedrig und nehmen mit Termination I_B und dem Übergang zum späten Holozän abrupt um bis zu zwei Größenordnungen zu. Die Konzentrationen erreichen im späten Holozän die höchsten Werte (Abb. 21, 22). Die Station 21295 zeigt eine mehr kontinuierliche Zunahme in den Zysten-Konzentrationen vom Spätglazial bis zum Holozän (Abb. 22).

Das Vorkommen von Dinozysten in den untersuchten Kernen ist durch charakteristische Abfolgen von relativen Häufigkeiten einzelner Arten gekennzeichnet, so daß teilweise markante Wechsel in den Dominanzen

beobachtet werden können (Abb. 21, 22). Die Diversität der Gemeinschaften ist allgemein gering.

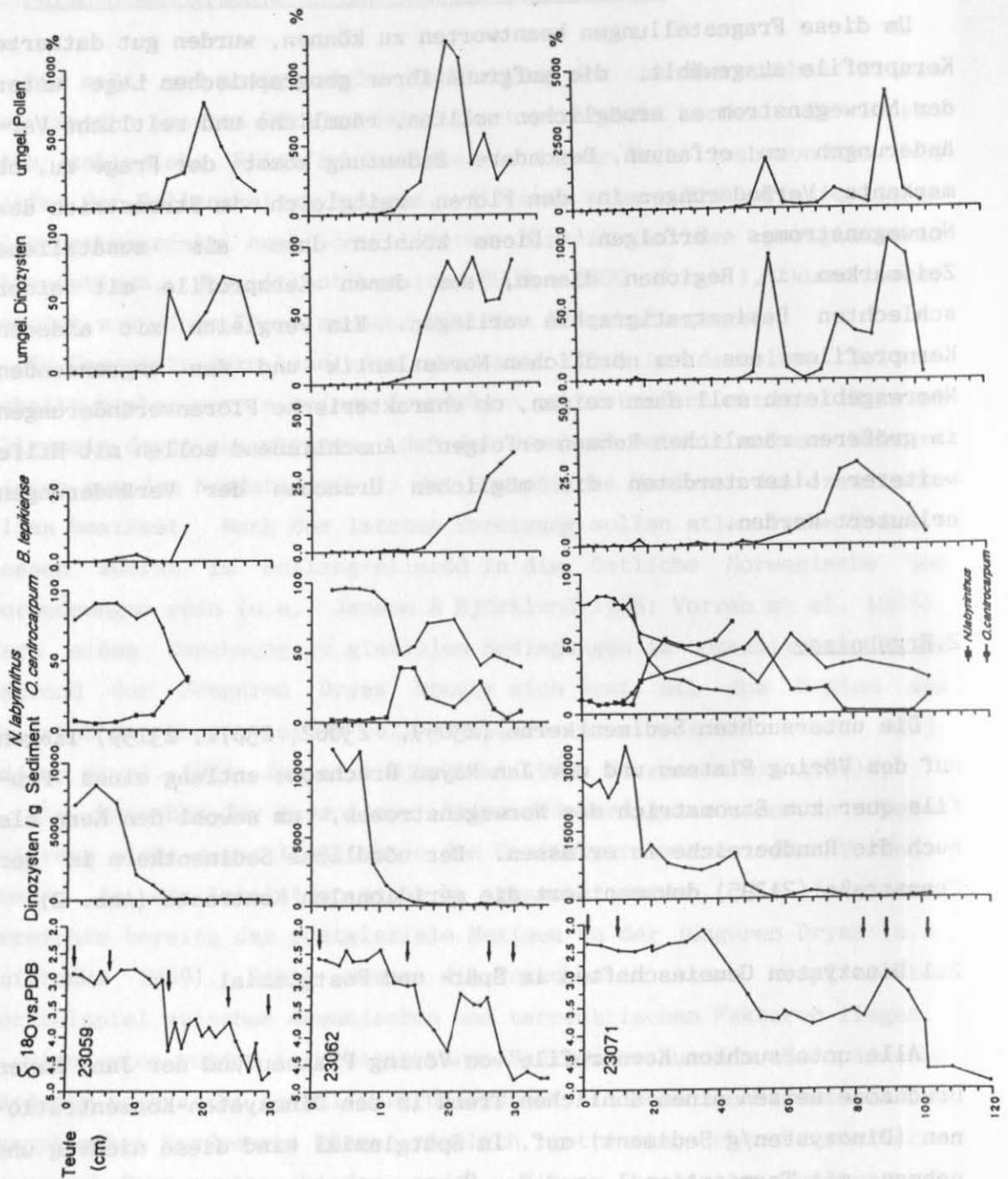


Abb. 21: Sauerstoffisotopenkurve, Dinozysten-Konzentrationen und relative Häufigkeiten ausgewählter Taxa.

O. centrocarpum und *N. labyrinthus* dominieren im Holozän auf dem Vöring Plateau und entlang der Jan Mayen Bruchzone (Station 23059, 23062, 23071, 23199), während in der Framstraße (Station 21295) *I. pallidum* zusätzlich mit größeren Häufigkeiten erscheint. Im Spätglazial ist im Bereich des Vöring Plateaus und der Jan Mayen

Bruchzone außer *N. labyrinthus* und *O. centrocarpum* zum Teil auch *B. tepikiense* bedeutend (Abb. 21, 22). Die relativen Häufigkeiten von *B. tepikiense* nehmen in der Termination I_B deutlich auf die sehr geringen holozänen Werte ab.

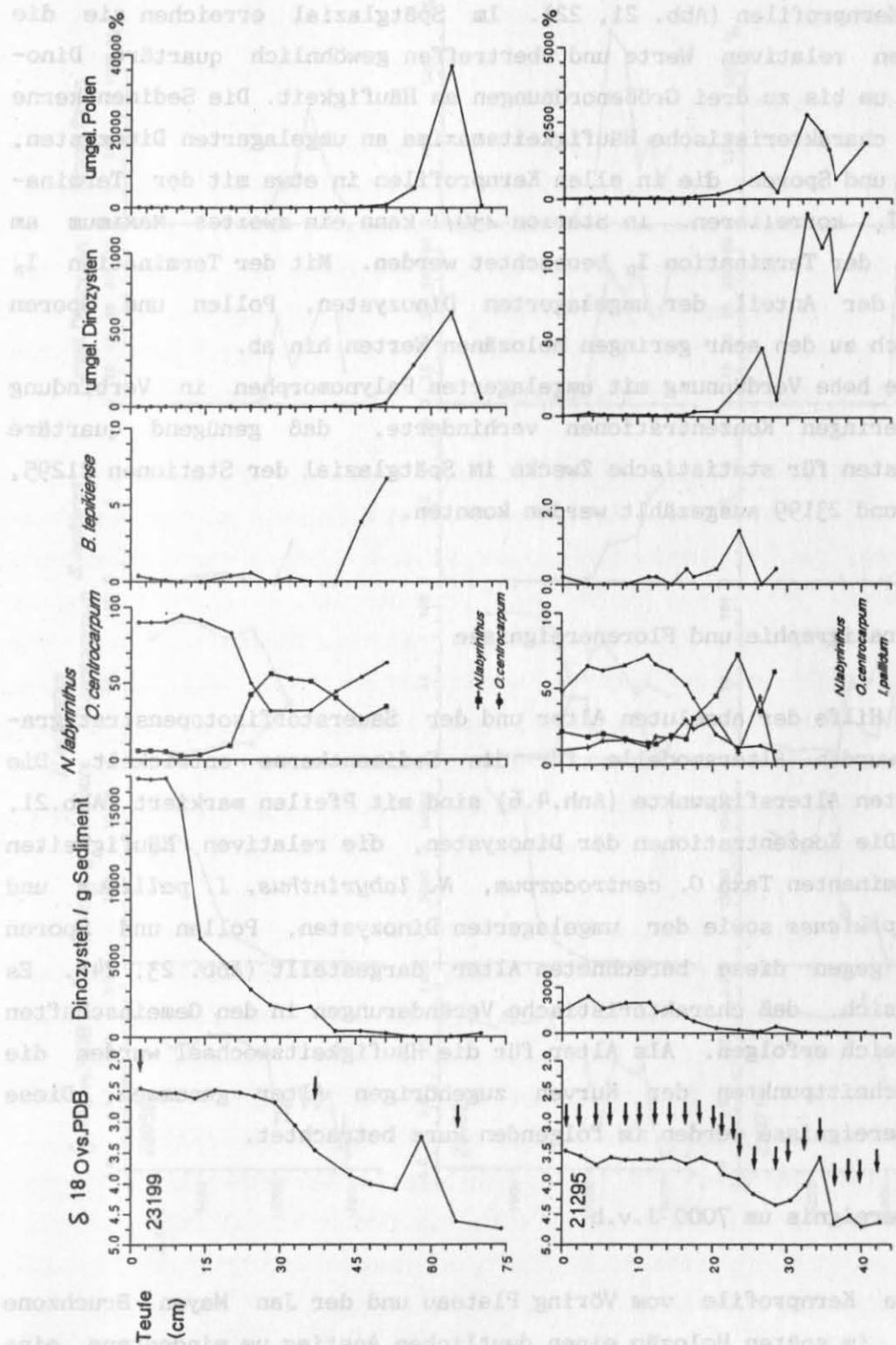


Abb. 22: Sauerstoffisotopenkurve, Dinzysten-Konzentrationen und relative Häufigkeiten ausgewählter Taxa.

GKG und KAL 23071 können mit Hilfe der relativen Häufigkeiten der beiden dominanten Taxa *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* korreliert werden. Die beste Übereinstimmung ergibt sich, wenn die KAL-Teufen gegenüber dem GKG um -2.5 cm korrigiert werden (Abb. 21).

Umgelagerte Dinozysten, Pollen und Sporen zeigen ähnliche Trends in allen Kernprofilen (Abb. 21, 22). Im Spätglazial erreichen sie die höchsten relativen Werte und übertreffen gewöhnlich quartäre Dinozysten um bis zu drei Größenordnungen an Häufigkeit. Die Sedimentkerne zeigen charakteristische Häufigkeitsmaxima an umgelagerten Dinozysten, Pollen und Sporen, die in allen Kernprofilen in etwa mit der Termination I_A korrelieren. In Station 23071 kann ein zweites Maximum am Beginn der Termination I_B beobachtet werden. Mit der Termination I_B nimmt der Anteil der umgelagerten Dinozysten, Pollen und Sporen deutlich zu den sehr geringen holozänen Werten hin ab.

Die hohe Verdünnung mit umgelagerten Palynomorphen in Verbindung mit geringen Konzentrationen verhinderte, daß genügend quartäre Dinozysten für statistische Zwecke im Spätglazial der Stationen 21295, 23059 und 23199 ausgezählt werden konnten.

2.2 Stratigraphie und Florenereignisse

Mit Hilfe der absoluten Alter und der Sauerstoffisotopenstratigraphie wurden Altersmodelle für die Sedimentkerne entwickelt. Die benutzten Altersfixpunkte (Anh.4.6) sind mit Pfeilen markiert (Abb.21, 22). Die Konzentrationen der Dinozysten, die relativen Häufigkeiten der dominanten Taxa *O. centrocarpum*, *N. labyrinthus*, *I. pallidum* und *B. tepikiense* sowie der umgelagerten Dinozysten, Pollen und Sporen wurden gegen diese berechneten Alter dargestellt (Abb. 23, 24). Es zeigt sich, daß charakteristische Veränderungen in den Gemeinschaften zeitgleich erfolgen. Als Alter für die Häufigkeitswechsel wurden die den Schnittpunkten der Kurven zugehörigen Alter genommen. Diese Florenereignisse werden im folgenden kurz betrachtet.

Florenereignis um 7000 J.v.h.

Alle Kernprofile vom Vöring Plateau und der Jan Mayen Bruchzone zeigen im späten Holozän einen deutlichen Anstieg um mindestens eine halbe Größenordnung in den Dinozysten-Konzentrationen. Diese Zunahme erfolgt im Sedimentkern 21295 nicht so deutlich.

In den Stationen 23071, 23199 und 21295 erfolgt dieser Anstieg nach dem Wechsel in den Dominanzen zwischen *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus*.

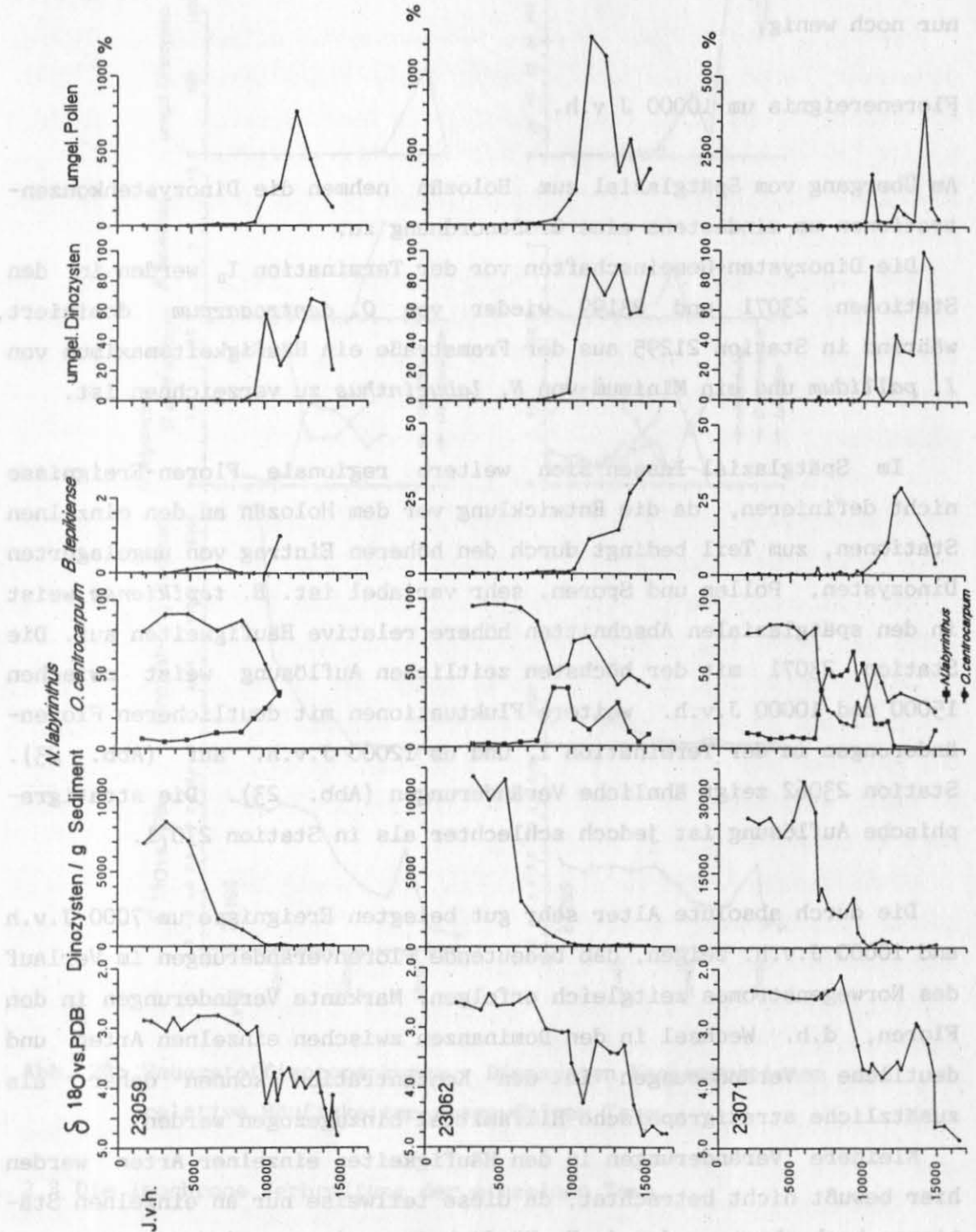


Abb. 23: Sauerstoffisotopenkurve, Dinozysten-Konzentrationen und relative Häufigkeiten ausgewählter Taxa.

Die beiden Sedimentkerne 23059 und 23062 von der Jan Mayen Bruchzone zeigen nur erhöhte relative Häufigkeiten von *N. labyrinthus* im frühen Holozän. Vermutlich hat die Bioturbation in diesen Profilen mit relativ niedrigen Sedimentationsraten den deutlichen Wechsel verwischt. Seit 6000 bis 7000 J.v.h. verändern sich die Gemeinschaften nur noch wenig.

Florenereignis um 10000 J.v.h.

Am Übergang vom Spätglazial zum Holozän nehmen die Dinozystenkonzentrationen um mindestens eine Größenordnung zu.

Die Dinozysten-Gemeinschaften vor der Termination I_B werden in den Stationen 23071 und 23199 wieder von *O. centrocarpum* dominiert, während in Station 21295 aus der Framstraße ein Häufigkeitsmaximum von *I. pallidum* und ein Minimum von *N. labyrinthus* zu verzeichnen ist.

Im Spätglazial lassen sich weitere regionale Floren-Ereignisse nicht definieren, da die Entwicklung vor dem Holozän an den einzelnen Stationen, zum Teil bedingt durch den höheren Eintrag von umgelagerten Dinozysten, Pollen und Sporen, sehr variabel ist. *B. tepikiense* weist in den spätglazialen Abschnitten höhere relative Häufigkeiten auf. Die Station 23071 mit der höchsten zeitlichen Auflösung weist zwischen 15000 und 10000 J.v.h. weitere Fluktuationen mit deutlicheren Florenänderungen in der Termination I_A und um 12000 J.v.h. auf (Abb. 23). Station 23062 zeigt ähnliche Veränderungen (Abb. 23). Die stratigraphische Auflösung ist jedoch schlechter als in Station 23071.

Die durch absolute Alter sehr gut belegten Ereignisse um 7000 J.v.h. und 10000 J.v.h. zeigen, daß bedeutende Florenveränderungen im Verlauf des Norwegenstromes zeitgleich erfolgen. Markante Veränderungen in den Floren, d.h. Wechsel in den Dominanzen zwischen einzelnen Arten und deutliche Veränderungen in den Konzentration können daher als zusätzliche stratigraphische Hilfsmittel hinzugezogen werden.

Kleinere Veränderungen in den Häufigkeiten einzelner Arten werden hier bewußt nicht betrachtet, da diese teilweise nur an einzelnen Stationen beobachtet werden (z.B. Häufigkeitsmaxima von *Spiniferites* spp. am Beginn der Termination I_B in den Stationen 23059 und 21295) und diese nicht unbedingt zeitgleich sind (Abb. 25).

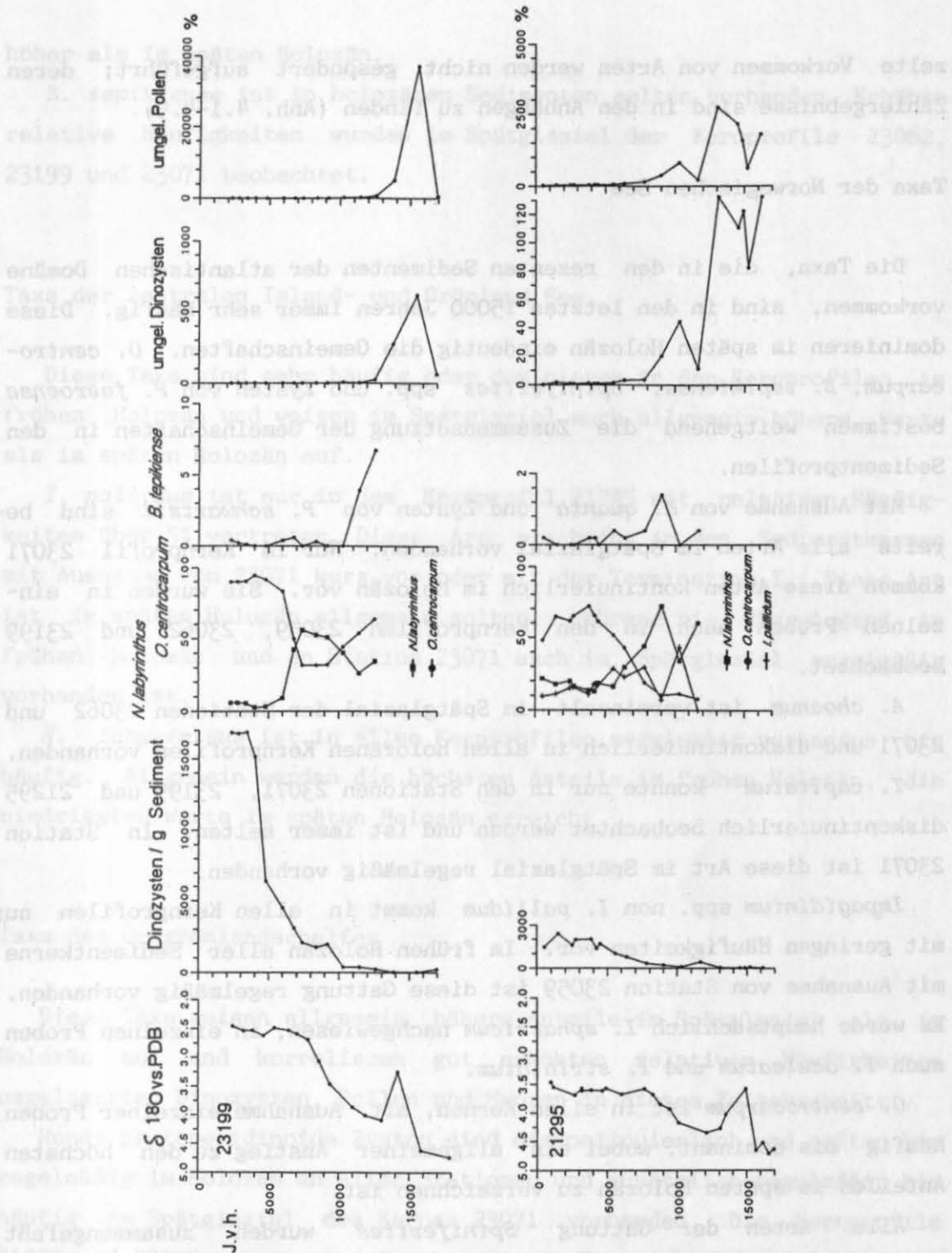


Abb. 24: Sauerstoffisotopenkurve, Dinzysten-Konzentrationen und relative Häufigkeiten ausgewählter Taxa.

2.3 Die isochrone Verbreitung der einzelnen Taxa

Die in den Kernprofilen beobachteten Taxa werden nun, nach den charakteristischen Gemeinschaften in rezenten Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeeres gruppiert, vorgestellt (Abb. 25). Verein-

zelte Vorkommen von Arten werden nicht gesondert aufgeführt; deren Zählergebnisse sind in den Anhängen zu finden (Anh. 4.1-4.5).

Taxa der Norwegischen See

Die Taxa, die in den rezenten Sedimenten der atlantischen Domäne vorkommen, sind in den letzten 15000 Jahren immer sehr häufig. Diese dominieren im späten Holozän eindeutig die Gemeinschaften. *O. centrocarpum*, *B. tepikiense*, *Spiniferites* spp. und Zysten von *P. faeroense* bestimmen weitgehend die Zusammensetzung der Gemeinschaften in den Sedimentprofilen.

Mit Ausnahme von *M. quanta* und Zysten von *P. schwartzii* sind bereits alle Arten im Spätglazial vorhanden. Nur im Kernprofil 23071 kommen diese Arten kontinuierlich im Holozän vor. Sie wurden in einzelnen Proben auch in den Kernprofilen 23059, 23062 und 23199 beobachtet.

A. choanum ist vereinzelt im Spätglazial der Stationen 23062 und 23071 und diskontinuierlich in allen holozänen Kernprofilen vorhanden.

T. capitatum konnte nur in den Stationen 23071, 23199 und 21295 diskontinuierlich beobachtet werden und ist immer selten. In Station 23071 ist diese Art im Spätglazial regelmäßig vorhanden.

Impagidinium spp. non *I. pallidum* kommt in allen Kernprofilen nur mit geringen Häufigkeiten vor. Im frühen Holozän aller Sedimentkerne mit Ausnahme von Station 23059 ist diese Gattung regelmäßig vorhanden. Es wurde hauptsächlich *I. sphaericum* nachgewiesen, in einzelnen Proben auch *I. aculeatum* und *I. striatum*.

O. centrocarpum ist in allen Kernen, mit Ausnahme einzelner Proben, häufig bis dominant, wobei ein allgemeiner Anstieg zu den höchsten Anteilen im späten Holozän zu verzeichnen ist.

Alle Arten der Gattung *Spiniferites* wurden zusammengefaßt dargestellt, da die Unterteilung in die beiden Gruppen *S. elongatus* s.l. und *Spiniferites* spp. non *S. elongatus* s.l. keine zusätzlichen ökologischen Informationen bringt (s. Kap. III.3). *Spiniferites* spp. weist allgemein größere Häufigkeiten im Spätglazial als im Holozän auf. Vereinzelt wurden in der Termination I_B und im Spätglazial Häufigkeitsmaxima beobachtet (Stationen 21295, 23059, 23071).

Zysten von *P. faeroense* sind allgemein selten bis regelmäßig vorhanden und erscheinen nur im Kernprofil 23071 regelmäßig bis häufig. Die relativen Häufigkeiten sind in den Kernprofilen vom Vöring Plateau und der Jan Mayen Bruchzone im Spätglazial und frühen Holozän leicht

höher als im späten Holozän.

B. tepikiense ist in holozänen Sedimenten selten vorhanden. Erhöhte relative Häufigkeiten wurden im Spätglazial der Kernprofile 23062, 23199 und 23071 beobachtet.

Taxa der zentralen Island- und Grönland See

Diese Taxa sind sehr häufig oder dominieren in den Kernprofilen im frühen Holozän und weisen im Spätglazial auch allgemein höhere Werte als im späten Holozän auf.

I. pallidum ist nur in dem Kernprofil 21295 mit relativen Häufigkeiten über 5% vertreten. Diese Art erscheint in den Sedimentkernen mit Ausnahme von 23071 kurz vor oder mit der Termination I_B. Diese Art ist im späten Holozän allgemein selten, während sie überwiegend im frühen Holozän und an Station 23071 auch im Spätglazial regelmäßig vorhanden ist.

N. labyrinthus ist in allen Kernprofilen regelmäßig vorhanden bis häufig. Allgemein werden die höchsten Anteile im frühen Holozän, die niedrigsten Werte im späten Holozän erreicht.

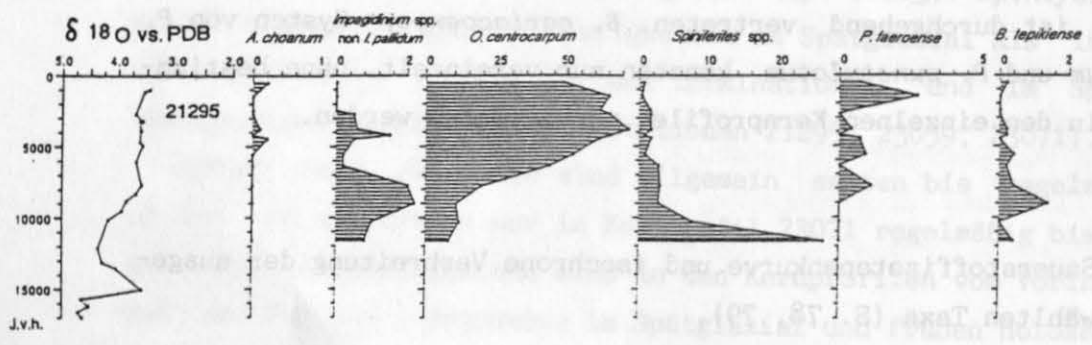
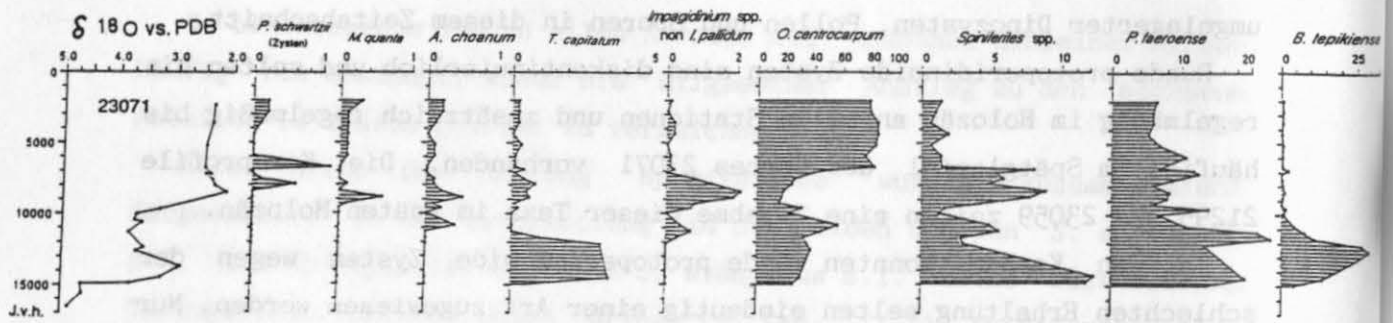
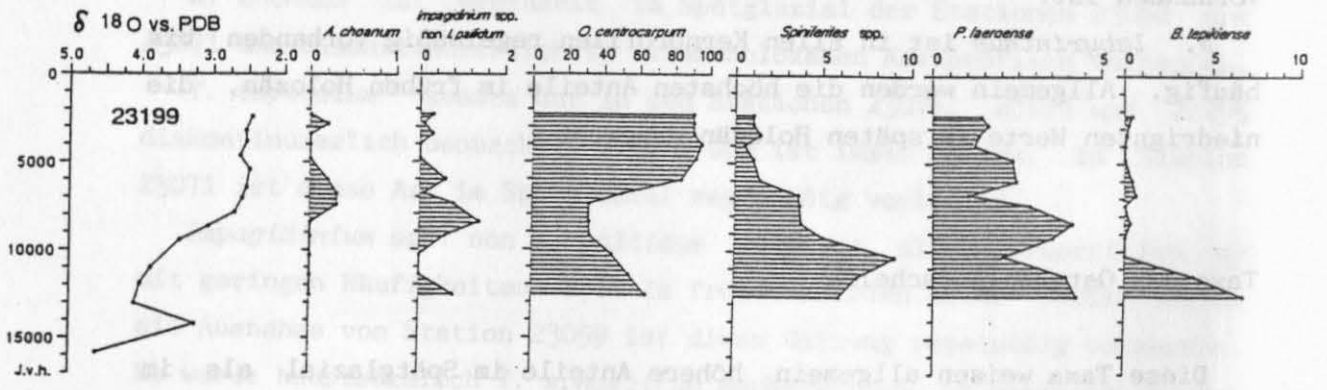
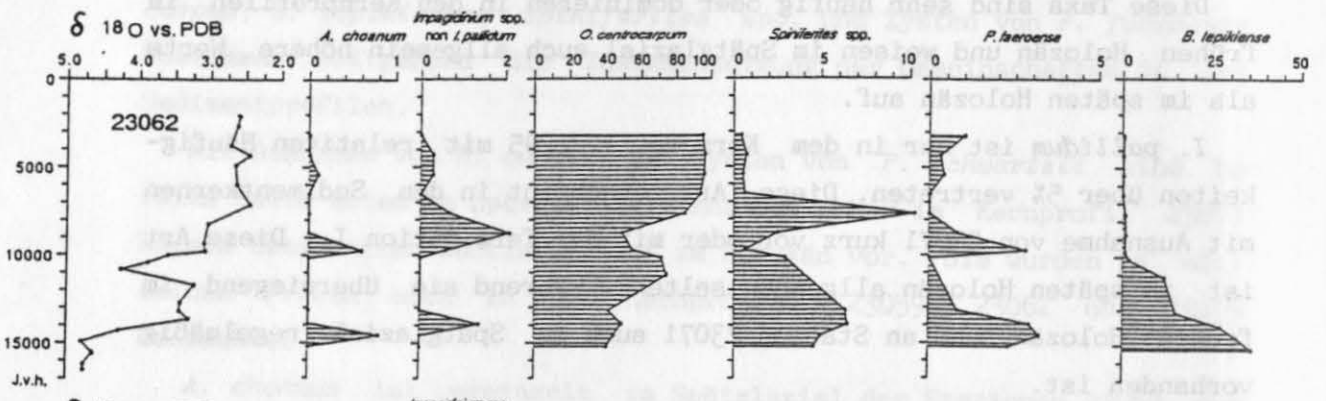
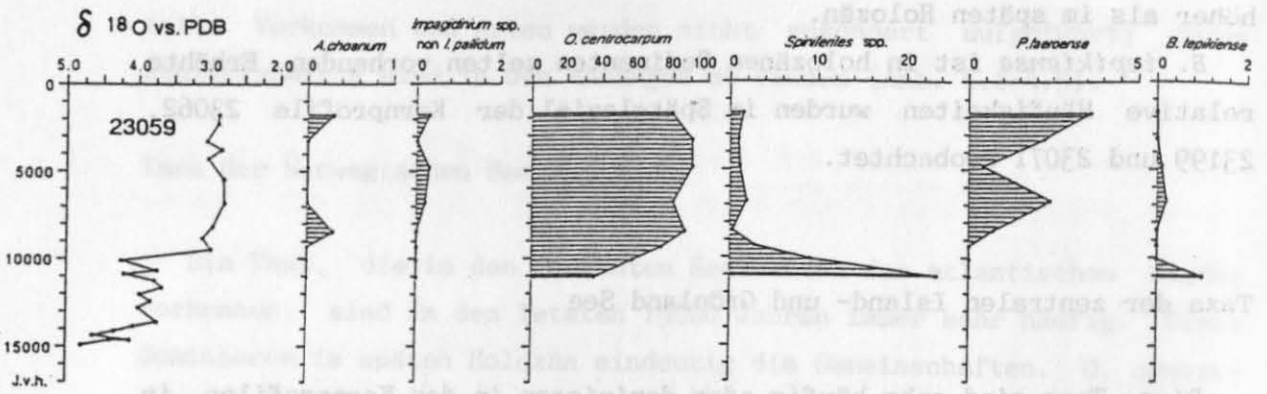
Taxa des Ostgrönlandshelves

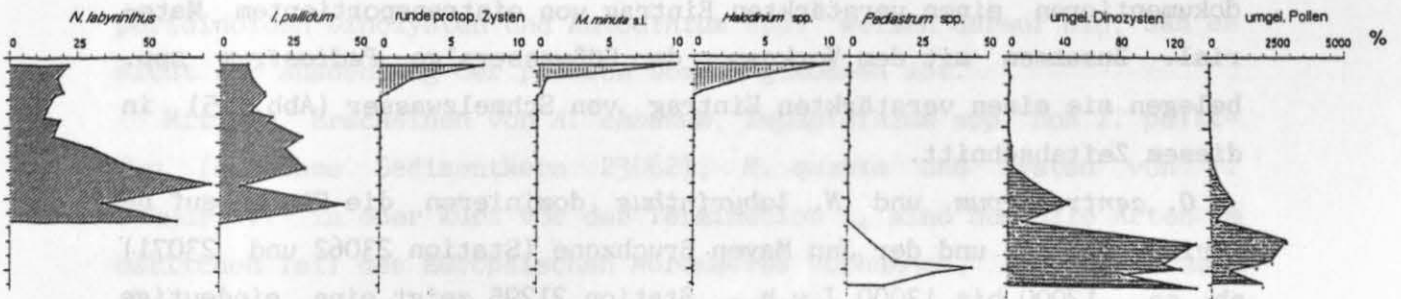
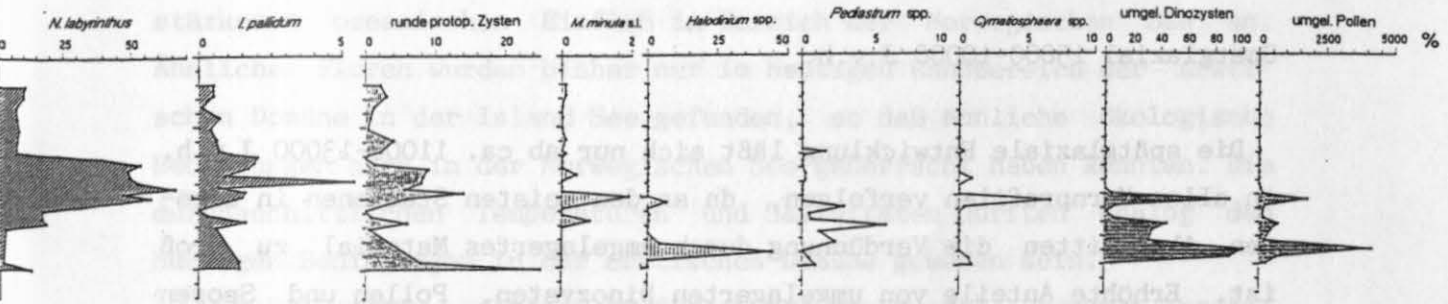
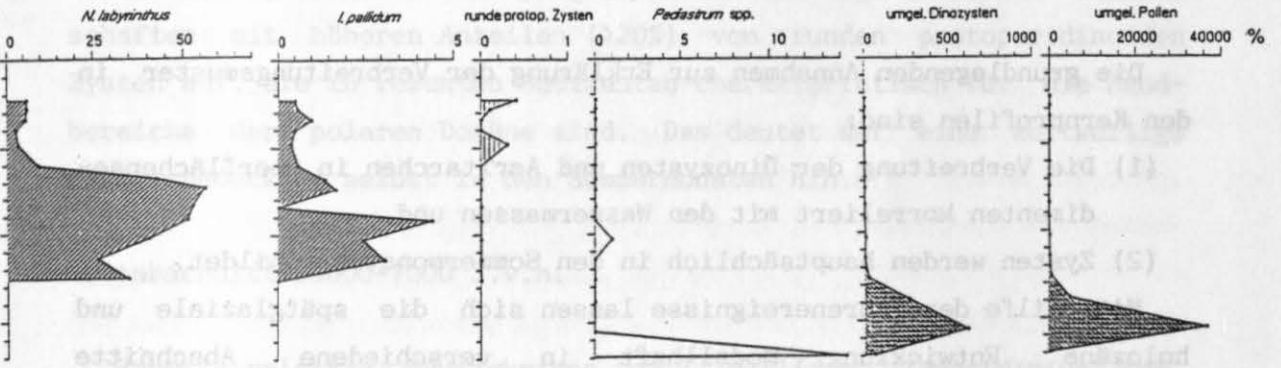
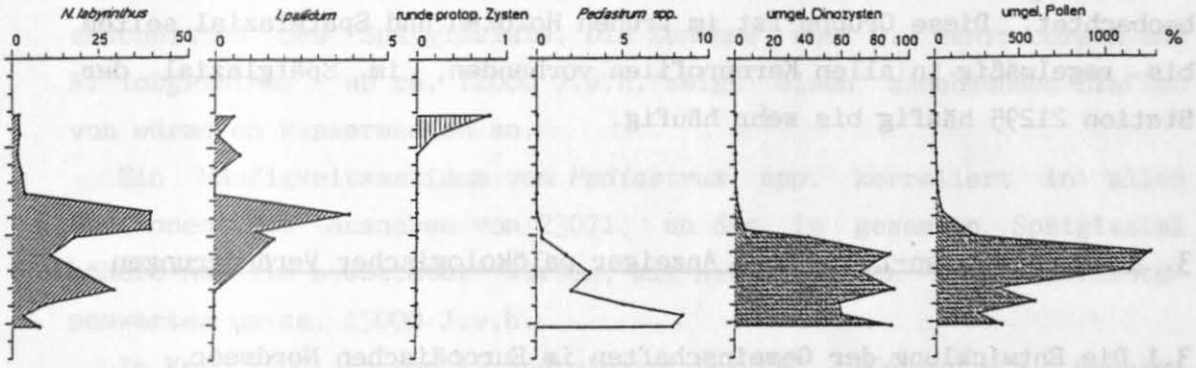
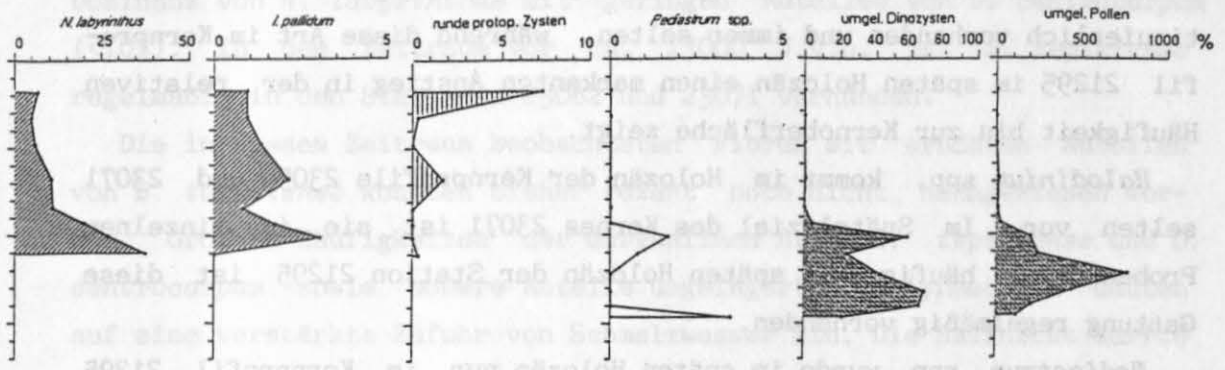
Diese Taxa weisen allgemein höhere Anteile im Spätglazial als im Holozän auf und korrelieren gut erhöhten relativen Häufigkeiten umgelagerter Dinocysten, Pollen und Sporen in diesem Zeitabschnitt.

Runde protoperidinoide Zysten sind diskontinuierlich und selten bis regelmäßig im Holozän an allen Stationen und zusätzlich regelmäßig bis häufig im Spätglazial des Kernes 23071 vorhanden. Die Kernprofile 21295 und 23059 zeigen eine Zunahme dieser Taxa im späten Holozän.

In den Kernen konnten runde protoperidinoide Zysten wegen der schlechten Erhaltung selten eindeutig einer Art zugewiesen werden. Nur *B. simplex* ist durchgehend vertreten. *B. cariacense*, Zysten von *P. denticulatum* und *P. punctulatum* konnten nur vereinzelt, ohne bestimmte Trends in den einzelnen Kernprofilen nachgewiesen werden.

Abb. 25: Sauerstoffisotopenkurve und isochrone Verbreitung der ausgewählten Taxa (S. 78, 79).





M. minuta s.l. ist im Kernprofil 23071 in einigen Proben diskontinuierlich vorhanden und immer selten, während diese Art im Kernprofil 21295 im späten Holozän einen markanten Anstieg in der relativen Häufigkeit bis zur Kernoberfläche zeigt.

Halodinium spp. kommt im Holozän der Kernprofile 23059 und 23071 selten vor. Im Spätglazial des Kernes 23071 ist sie in einzelnen Proben sehr häufig. Im späten Holozän der Station 21295 ist diese Gattung regelmäßig vorhanden.

Pediastrum spp. wurde im späten Holozän nur im Kernprofil 21295 beobachtet. Diese Gruppe ist im frühen Holozän und Spätglazial selten bis regelmäßig in allen Kernprofilen vorhanden, im Spätglazial der Station 21295 häufig bis sehr häufig.

3. Dinoflagellaten-Zysten als Anzeiger palökologischer Veränderungen

3.1 Die Entwicklung der Gemeinschaften im Europäischen Nordmeer

Die grundlegenden Annahmen zur Erklärung der Verbreitungsmuster in den Kernprofilen sind:

- (1) Die Verbreitung der Dinozysten und Acritarchen in Oberflächensedimenten korreliert mit den Wassermassen und
- (2) Zysten werden hauptsächlich in den Sommermonaten gebildet.

Mit Hilfe der Florenereignisse lassen sich die spätglaziale und holozäne Entwicklung modellhaft in verschiedene Abschnitte unterteilen.

Spätglazial 15000-10000 J.v.h.

Die spätglaziale Entwicklung läßt sich nur ab ca. 11000-13000 J.v.h. in allen Kernprofilen verfolgen, da an den meisten Stationen in älteren Abschnitten die Verdünnung durch umgelagertes Material zu groß ist. Erhöhte Anteile von umgelagerten Dinozysten, Pollen und Sporen dokumentieren einen verstärkten Eintrag von eistransportiertem Material. Zusammen mit dem Vorkommen der Süßwasseralge *Pediastrum* spp. belegen sie einen verstärkten Eintrag von Schmelzwasser (Abb. 25) in diesem Zeitabschnitt.

O. centrocarpum und *N. labyrinthus* dominieren die Floren auf dem Vöring Plateau und der Jan Mayen Bruchzone (Station 23062 und 23071) ab ca. 12000 bis 13000 J.v.h.. Station 21295 zeigt eine eindeutige

Dominanz von *N. labyrinthus* mit geringen Anteilen von *O. centrocarpum* (<10%). In dem Zeitraum vor ca. 13000 J.v.h. ist *B. tepikiense* regelmäßig in den Stationen 23062 und 23071 vorhanden.

Die in diesem Zeitraum beobachteten Floren mit erhöhten Anteilen von *B. tepikiense* konnten bisher rezent noch nicht nachgewiesen werden. Größere Häufigkeiten der euryhalinen Arten *B. tepikiense* und *O. centrocarpum* sowie höhere Anteile umgelagerter Palynomorphe deuten auf eine verstärkte Zufuhr von Schmelzwasser hin. Die Salinität dürfte wesentlich stärker reduziert gewesen sein, als in den übrigen Zeitabschnitten des Spätglazials. Die Zunahme von *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* ab ca. 12000 J.v.h. zeigt einen zunehmenden Einfluß von wärmeren Wassermassen an.

Ein Häufigkeitsmaximum von *Pediastrum* spp. korreliert in allen Stationen mit Ausnahme von 23071, an der im gesamten Spätglazial höhere Anteile beobachtet wurden, mit sehr leichten Sauerstoffisotopenwerten um ca. 15000 J.v.h..

In Kern 23071 treten im Spätglazial vor ca. 15000 J.v.h. Gemeinschaften mit höheren Anteilen (>20%) von runden protoperidinoiden Zysten auf, die in rezenten Sedimenten charakteristisch für die Randbereiche der polaren Domäne sind. Das deutet auf eine zeitweilige Meereisbedeckung selbst in den Sommermonaten hin.

Zeitabschnitt 10000-7000 J.v.h.

Erhöhte relative Häufigkeiten von *I. pallidum*, *Impagidinium* spp. non *I. pallidum* und *N. labyrinthus* zeigen in allen Kernprofilen einen stärkeren ozeanischen Einfluß im Bereich der Norwegischen See an. Ähnliche Floren wurden bisher nur im heutigen Randbereich der arktischen Domäne in der Island See gefunden, so daß ähnliche ökologische Bedingungen auch in der Norwegischen See geherrscht haben könnten. Die durchschnittlichen Temperaturen und Salinitäten dürften analog den heutigen Bedingungen in der arktischen Domäne gewesen sein.

Das Fehlen bzw. geringe Häufigkeiten von runden, braunen protoperidinoiden Dinoozysten und *Halodinium* spp. weisen darauf hin, daß es nicht zur Ausdehnung der polaren Domäne gekommen ist.

Mit dem Erscheinen von *A. choanum*, *Impagidinium* spp. non *I. pallidum* (Ausnahme Sedimentkern 23062), *M. quanta* und Zysten von *P. schwartzii* in oder kurz vor der Termination I_B sind nun alle Arten im östlichen Teil des Europäischen Nordmeeres vorhanden, die heute auch in der atlantischen Domäne vorkommen. Sie zeigen damit an, daß seitdem

relativ warmes atlantisches Wasser kontinuierlich in die Norwegische See einströmte.

Zeitabschnitt 7000 J.v.h. - rezent

Die beobachteten Floren dokumentieren in diesem Zeitabschnitt ähnliche ökologische Verhältnisse wie heute. Die Floren sind in diesem Zeitabschnitt in den Sedimentkernen am gleichförmigsten ausgebildet und zeigen nur geringe Variationen zwischen den einzelnen Stationen. Aufgrund seiner nördlichen Lage weist Station 21295 höhere Anteile an *N. labyrinthus* und *I. pallidum* auf. Die Stationen vom Vöring Plateau liegen in dieser Zeit eindeutig unter der atlantischen Domäne, der Sedimentkern aus der Framstraße im Randbereich der arktischen Domäne mit einem zeitweilig (1500-4500 J.v.h.) stärkeren Einfluß der atlantischen Domäne.

Die eindeutige Dominanz von *O. centrocarpum* wird bedingt durch eine absolute Zunahme um mindestens eine halbe Größenordnung um ca. 6000-7000 J.v.h. gegenüber dem vorherigen Zeitabschnitt. Da vergleichbare relative Häufigkeiten nur in rezenten Sedimenten unter der atlantischen Domäne und im Bereich der nördlichen Nordsee und des Skagerrak gefunden werden, müssen Veränderungen in der Ozeanographie in diesem Gebiet die Zunahme von *O. centrocarpum* verursacht haben.

In den letzten ca. 2500 Jahren kann im Sedimentkern 21295 eine deutliche Zunahme von *M. minuta* s.l., protoperidinoiden Zysten und von *Halodinium* spp. beobachtet werden. Geringere Zunahmen protoperidinoider Zysten zeigen auch die Kernprofile 23059, 23062 und 23199 im späten Holozän, die vermutlich auch in den letzten 2500 Jahren erfolgten. Die Zunahme der an kühlere Bedingungen adaptierte Arten könnte auf eine geringe Abkühlung zurückzuführen sein.

3.2 Die Entwicklung der Gemeinschaften im Europäischen Nordmeer im Vergleich zu den der angrenzenden Meeresgebieten

Die palökologische Entwicklung im Europäischen Nordmeer muß mit der Entwicklung in den angrenzenden Meeresgebieten verglichen werden, da diese die Ursprungsgebiete der heutigen Hauptstromsysteme darstellen. Bisher wurden hochauflösend Dinozysten-Gemeinschaften nur in spät- und postglazialen Sedimenten im angrenzenden Nordatlantik untersucht (Abb.26).

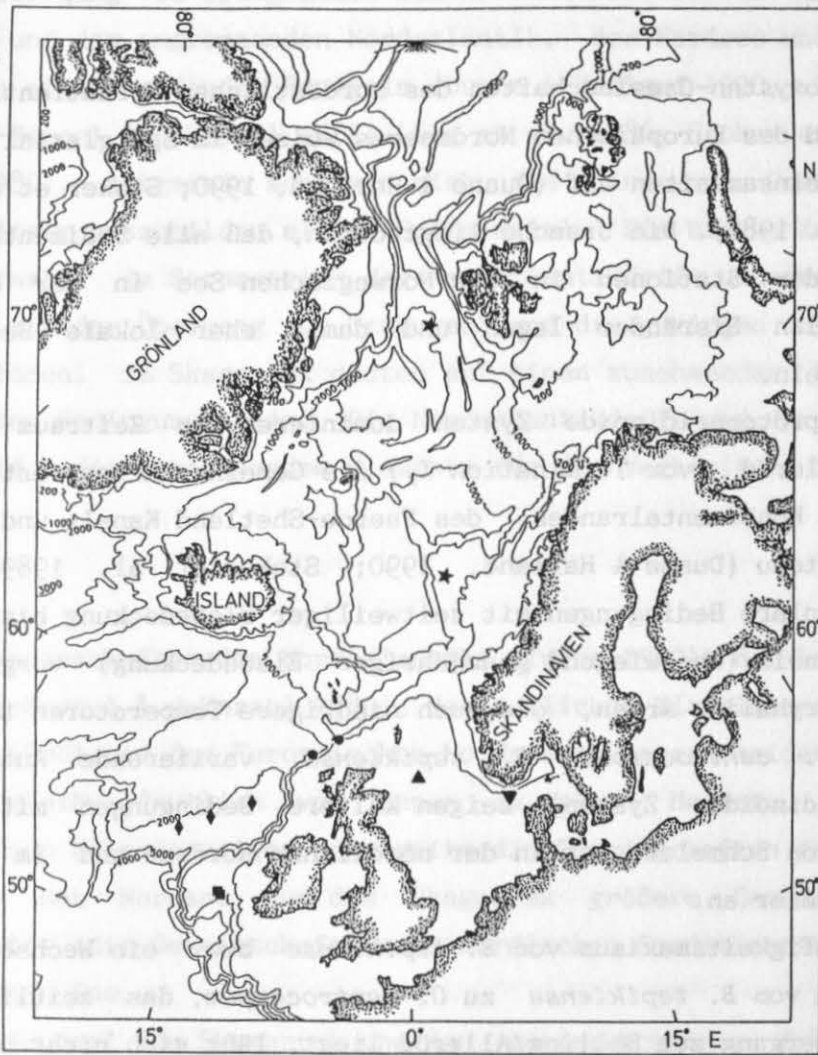


Abb. 26: Geographische Positionen von Kernen im Europäischen Nordmeer und in den angrenzenden Meeresgebieten, die auf Dinozysten untersucht wurden (aus Dale 1985: ▼; Duane & Harland 1990: ■ Long et al. 1986: ▲; Stoker et al. 1989: ●; Turon 1980: ◆).

Zusätzliche Informationen stehen aus der Labrador See (Hillaire-Marcel & deVernal 1989) und dem östlichen Mittelmeer (Turon & Londeix 1988) zur Verfügung.

Im nördlichen Nordatlantik, der nördlichen Nordsee und der Norwegischen See können einzelne vermutlich zeitgleiche Veränderungen in den Floren beobachtet werden. Diese Ereignisse sind zum Teil gleichartig ausgebildet wie auf dem Vöring Plateau, andere unterscheiden sich deutlich. Da die Korrelationen auf Chronologien aufbauen, die nicht so eindeutig sind wie die im Europäischen Nordmeer, können diese Vergleiche nur in größerem Rahmen durchgeführt werden.

Spätglazial

Die Dinozysten-Gemeinschaften des nordöstlichen Nordatlantiks, der Nordsee und des Europäischen Nordmeeres weisen im Spätglazial relativ wenige Gemeinsamkeiten auf (Duane & Harland, 1990; Stoker et al. 1989; Long et al. 1986). Die Ursache liegt darin, daß alle Sedimentkerne mit Ausnahme der Stationen in der Norwegischen See in der Nähe der kontinentalen Eistränder lagen und damit eher lokale Bedingungen widerspiegeln.

Runde protoperidinoide Zysten dominieren im Zeitraum vor dem Bölling/Alleröd (vor Termination I_A) die Gemeinschaften entlang des britischen Kontinentalrandes, des Faeroe-Shetland Kanals und auf dem Vöring Plateau (Duane & Harland, 1990; Stoker et al. 1989). Damit könnten polare Bedingungen mit zeitweiliger Eisbedeckung bis in den Sommer hinein (überwiegend ganzjähriger Eisbedeckung) vorgeherrscht haben. Euryhaline Arten, die auch niedrigere Temperaturen tolerieren können (*O. centrocarpum*, *B. tepikiense*, variierende Anteile von proto-peridinoiden Zysten) zeigen kältere Bedingungen mit höherem Einfluß von Schmelzwasser in der nördlichen Nordsee und im Europäischen Nordmeer an.

Ein Häufigkeitsmaximum von *B. tepikiense* bzw. ein Wechsel in den Dominanzen von *B. tepikiense* zu *O. centrocarpum*, das zeitlich vermutlich am Übergang zum Bölling/Alleröd liegt, läßt sich nicht nur in der Norwegischen See beobachten, sondern auch in der Nordsee und dem nordöstlichen Nordatlantik (Harland 1988).

Höhere Anteile von *O. centrocarpum* im Bölling/Alleröd zeigen einen zunehmenden Einfluß von relativ wärmeren nordatlantischen Wasser an. *N. labyrinthus* ist in geringen Anteilen im Porcupine Becken (Duane & Harland 1990) und Faeroe-Shetland Kanal (Stoker et al. 1989) vorhanden und nimmt seit dem Bölling auch auf dem Vöring Plateau stetig zu. In dieser Zeit scheint sich auf Grund der zunehmenden Häufigkeit ozeanischer Arten erstmals ein kontinuierlicheres, durch relativ wärmeres nordatlantisches Wasser beeinflusstes Strömungssystem auszubilden.

Die Jüngere Dryas und der Übergang zum Holozän ist nur in den Schelfregionen relativ gut aufgelöst. Gemeinschaften, die von runden protoperidinoiden Zysten (hauptsächlich *B. simplex*) dominiert werden und damit auch eine sommerliche Meereisbedeckung anzeigen, wurden nur im Skagerrak (Dale 1985) und der Labrador See (Hillaire-Marcel & deVernal 1989) gefunden.

Der Übergang vom Spätglazial zum Holozän bildet im Europäischen Nordmeer und dem angrenzenden Nordatlantik, der Nordsee und Labrador See ein einschneidendes Ereignis (Duane & Harland 1990, Dale 1985, Hillaire-Marcel & deVernal 1989; Long et al. 1986; Stoker et al. 1989; Turon 1980). Allgemein scheinen sich die Dinozysten-Gemeinschaften gleichmäßiger auszubilden als im Spätglazial. Die starke Zunahme von *N. labyrinthus* im Stromstrich der Nordatlantikdrift und des Norwegengstromes mit dem Übergang zum Präboreal und die geringen Anteile seit dem Präboreal im Skagerrak deuten auf einen zunehmenden Einfluß von ozeanischen Bedingungen hin. Die Nordatlantikdrift und der Norwegengstrom werden die bestimmenden Elemente für die Verbreitung der Zysten.

Holozän

Die Gemeinschaften des Nordatlantiks (Turon 1980), der Labrador See (Hillaire-Marcel & deVernal 1989), des östlichen Mittelmeeres (Turon & Londeix 1988) und des Europäischen Nordmeeres unterscheiden sich im frühen Holozän deutlich von denen im späten Holozän.

Im frühen Holozän zeigen einerseits die Gemeinschaften der Schelfregionen, der Nordsee und des Skagerrak größere Gemeinsamkeiten, andererseits die Gemeinschaften des nördlichen Nordatlantik und der Norwegischen See.

Im Präboreal des Skagerrak und den geringmächtigen frühholozänen Ablagerungen des Porcupine Beckens, des nördlichen Rockall Kanals, des Faeroe-Shetland Kanals und der nördlichen Nordsee dominiert *O. centrocarpum* die Gemeinschaften (Dale 1985; Duane & Harland 1990; Long et al. 1986; Stoker et al. 1989). Mit Ausnahme des Skagerrak weisen *B. tepikiense* und runde protoperidinoide Zysten nur geringe Anteile auf. Die Gemeinschaften im Verlauf der Nordatlantikdrift und des Norwegengstromes werden nun im stärkeren Maße von *N. labyrinthus* (>20-40%) bestimmt und zeigen damit größere Gemeinsamkeiten.

Höhere Anteile von *N. labyrinthus* im Rockall Kanal werden auf eine Ausdehnung des Einflußbereiches von Oberflächenwasser aus der Labradorsee bis in die Höhe der britischen Inseln im frühen Holozän zurückgeführt (Turon 1980). Erhöhte Anteile von *N. labyrinthus* und *I. pallidum* in der Norwegischen See sind auf die Ausdehnung der arktischen Domäne zurückzuführen. Die Arktisfront könnte in diesem Zeitraum noch südlich des Island-Schottland Rückens gelegen haben. Vermutlich waren damit sowohl die Temperaturen als auch die Salinitäten gegenüber den rezenten Bedingungen leicht reduziert.

Die heutigen ökologischen Bedingungen in der Labradorsee (Hillaire-Marcel & de Vernal 1989), im östlichen Mittelmeer (Turon & Londeix 1988), im nördlichen Nordatlantik (Turon 1980) und im Europäischen Nordmeer wurden im späten Holozän etabliert.

Die spätholozänen Dinozysten-Gemeinschaften der Norwegischen See und des Skagerraks unterscheiden sich deutlich von denen des Nordatlantiks. *O. centrocarpum* dominiert nördlich des Island-Schottland Rückens (>70%) mit Zysten von *P. faeroense* (<20%). *N. labyrinthus* (nur Vöring Plateau) und *B. tepikiense* (nur Skagerrak) bilden zusätzliche Komponenten. Südlich des Island-Schottland Rückens bestehen die Gemeinschaften aus in etwa gleichen Anteilen von *N. labyrinthus*, *Impagidinium* spp., *O. centrocarpum* und *B. tepikiense* (Turon 1980).

Diese Veränderungen werden durch Reorganisationen der Strömungen und Veränderungen der Wassermassen verursacht. Gemeinschaften aus *O. centrocarpum* und Zysten von *P. faeroense* scheinen rezent den Einflußbereich des norwegischen Küstenstromes widerzuspiegeln (Gemeinschaft F, S. 65). Möglicherweise haben sich im Verlauf des Holozäns entweder die hydrographischen Eigenschaften des norwegischen Küstenstrom verändert oder er hat sich erst seit dieser Zeit auf den Bereich der westnorwegischen Küste ausgedehnt. In seiner jetzigen Form war er nach dem Präboreal auf das Skagerrak beschränkt

4. Die spät- und postglazialen Fluktuationen und Veränderungen des Norwegenstromes

4.1 Ursachen für die ozeanographischen Veränderungen

Die Veränderungen des ozeanischen Klimas in den letzten 15000 Jahren, die sich nicht nur in den Dinozysten-Gemeinschaften des Europäischen Nordmeeres, sondern auch in denen des angrenzenden Nordatlantik widerspiegeln, können nur durch Veränderungen in den hydrographischen Eigenschaften der Wassermassen erklärt werden. Fluktuationen in den Temperaturen und den Salinitäten der Wassermassen dürften die Hauptfaktoren sein.

Der Temperatureinfluß auf die Entwicklung der Plankton-Gemeinschaften ist offensichtlich. Die überwiegende Anzahl der planktischen Mikrofossilien erscheint zwischen 13000 und 10000 J.v.h. (u.a. Koc

Karpuz & Schrader 1990; Jansen & Björklund 1985; Baumann 1990; Pedersen 1987; Stabell 1986; Ramm 1988). Subpolare Faunen und Floren dominieren jedoch erst ab Termination I_B. Die Insolation erreichte in den nördlichen Breiten (60°) ihr postglaziales Maximum bereits um 11000 J.v.h. (u.a. Fairbanks 1989). Temperaturänderungen können daher nur zum Teil für die beobachteten Klimaänderungen verantwortlich gemacht werden.

Salinitätsfluktuationen müssen deshalb außer dem allgemeinen insolationbedingten Temperaturanstieg die Ozeanographie derart beeinflussen haben, daß es zu Veränderungen in den Faunen und Floren kam. Erhöhte Schmelzwasserzufuhr hat während der Abschmelzphasen der kontinentalen Eisschilde die Salinitäten der Oberflächenwasser zumindest im Nordatlantik deutlich verändert und im Zeitraum von ca. 17000 bis ca. 5000 J.v.h. zu einem Meeresspiegelanstieg von ca. 120m geführt (Fairbanks 1989).

Das gegenwärtige Zirkulationssystem im nördlichen Nordatlantik, Europäischen Nordmeer und Arktischen Ozean scheint sehr empfindlich auf Salinitätsfluktuationen zu reagieren (Aagaard & Carmack 1989; Dickson et al. 1988). Kleine Veränderungen in den Salinitäten durch Zufuhr geringer Anteile von Süßwasser könnten die konvektive Umwälzung in der Grönland- und Island See trotz bedeutender Abkühlung der Oberflächenwassermassen verhindern (Aagaard & Carmack 1989). Durch Oszillationen der Salinität im Oberflächenwasser des Atlantischen Ozeans sind wahrscheinlich Klimaveränderungen hervorgerufen worden, die in den grönländischen Eiskernen in den Glazialzeiten dokumentiert sind (Broecker et al. 1990). Diese Fluktuationen breiten sich über das Strömungssystem in alle Teilbereiche des Nordatlantiks und der angrenzenden Meeresregionen aus. So wiesen Dickson et al. (1988) nach, daß sich eine Salinitätsabnahme von der Island See im Laufe von 14 Jahren im gesamten Nordatlantik ausgebreitet hat und schließlich über die Norwegische See bis in die Grönland See gelangt ist.

Die Schelfe, Randmeere und Fjorde beeinflussen ebenfalls die Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer (Gade 1986; Reid 1979). Aus der Ostsee und Nordsee gelangen besonders im Sommer gering-saline Wassermassen in den norwegischen Küstenstrom (Gade 1986). Radioaktives Cäsium breitet sich seit Mitte der siebziger Jahre aus der britischen Wiederaufbereitungsanlage Sellafield in der Irischen See bis in die westliche Ostsee und über den norwegischen Küstenstrom in die Barents See und Grönland See aus (Aarkrog et al. 1983) und

gelangt schließlich bis in den Arktischen Ozean (Smith et al. 1990). Dieser Tracer dokumentiert somit den Transport von Wassermassen aus den Schelfregionen in den ozeanischen Bereich.

Die höheren Salzgehalte im Norwegenstrom könnten auch durch den Transport von Mittelmeer-Ausstromwasser im Zwischenwasser über den Faeroe-Shetland Kanal verursacht werden (Reid 1979).

Die diskontinuierliche Zufuhr von Schmelzwasser in die Randmeere könnte damit wesentlich die Eigenschaften der Wassermassen im gesamten Nordatlantik und Europäischen Nordmeer beeinflusst haben. Salinitätsfluktuationen dürften wesentlich abruptere Änderungen in der Ozeanographie hervorrufen, als die gleichmäßiger auf eine größere Meeresoberfläche wirkenden Temperaturveränderungen.

4.2 Zusammenhänge zwischen Florenveränderungen und paläo-ozeanographischen Ereignissen

Die in den Dinozysten-Gemeinschaften im Nordatlantik und Europäischen Nordmeer dokumentierten ökologischen Änderungen fallen zeitlich mit mehreren einschneidenden Änderungen in der Hydrographie zusammen. Es soll nun versucht werden, diese deutlichen Veränderungen während der Termination I_A , um 10000 J.v.h. und 7000 J.v.h., die teilweise jedoch nicht sehr gut datiert sind, mit paläo-ozeanographischen Ereignissen in Zusammenhang zu bringen.

Florenereignis in der Termination I_A

Am Beginn der Termination I_A ist selbst in den Sommermonaten das östliche Europäische Nordmeer wahrscheinlich mit Meereis bedeckt gewesen. Bedingt durch den um ca. 110m niedrigeren Meeresspiegel (Fairbanks 1989) und durch Eisschilde, die den größten Teil der nordwesteuropäischen und norwegischen Schelfe bedeckten (Andersen 1981), dürfte sich die Oberflächenzirkulation im Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer wesentlich von heute unterschieden haben. Die Polarfront hat auf der geographischen Breite von Portugal gelegen (Ruddiman & McIntyre 1981). Der Einstrom von Wassermassen aus dem Nordatlantik über den Island-Schottland Rücken muß allein bedingt durch den niedrigeren Meeresspiegel stark reduziert gewesen sein.

Während der Termination I_A erfolgte eine starke Zufuhr von Schmelzwasser, die im Europäischen Nordmeer vermutlich vom Abschmelzen

des Barents Schelf-Eisschildes verursacht wurde (Jones & Keigwin 1988; Vogelsang 1990). Um ca. 12000 J.v.h. erfolgte ein kurzfristiger Schmelzwassereinstrom, der innerhalb von weniger als 1000 Jahren zu einem globalen Meeresspiegelanstieg von 24m führte (mwp-1A; Fairbanks 1989). Deutlich erhöhte Anteile von umgelagerten Dinozysten, Pollen und Sporen in allen Stationen sowie Häufigkeitsmaxima von *Pediastrum* spp. in den Stationen 21295, 23059, 23062 und 23199 weisen auf diese Veränderungen hin.

Die Termination I_A korreliert in den Stationen 23062 und 23071 mit einem Häufigkeitsmaximum von *B. tepikiense* vor ca. 13000-12000 J.v.h. (Abb.27). Ein ähnliches Häufigkeitsmaximum bzw. ein Wechsel in den Dominanzen von *B. tepikiense* zu *O. centrocarpum* kann bis in den östlichen Nordatlantik und die Nordsee verfolgt werden (Harland 1988). *B. tepikiense* ist eine Art, die vermutlich in weitaus stärkerem Maße als *O. centrocarpum* Salinitäts- und Temperaturschwankungen tolerieren kann.

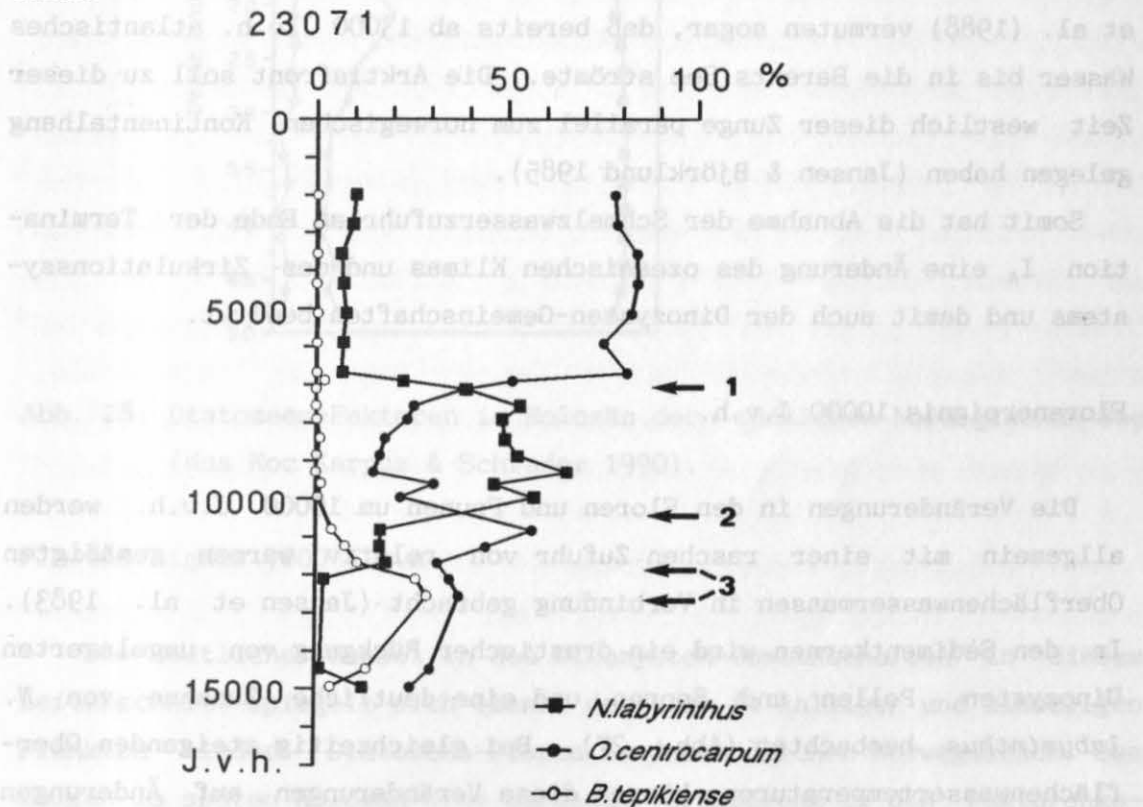


Abb. 27: Relative Häufigkeiten von *O. centrocarpum*, *N. labyrinthus* und *B. tepikiense*. Die Pfeile markieren Zeiten mit erhöhter Schmelzwasserzufuhr.

1 = Ancylussee

2 = Baltischer Eisstausee, mwp-1B

3 = Europäisches Nordmeer, mwp-1A

Um ca. 13000-12000 J.v.h. muß deshalb eine deutliche Veränderung in den hydrographischen Parametern erfolgt sein. Nach dieser Änderung beginnen die relativen Häufigkeiten von *O. centrocarpum* und *N. labyrinthus* zuzunehmen und somit anzuzeigen, daß zunehmend wärmere Oberflächenwassermassen in das Europäische Nordmeer einströmten.

Vogelsang (1990) und Kassens (1990) vermuten, daß am Ende der Termination I_A um ca. 13600 J.v.h. kurzzeitig das antiästuarine in ein ästuarines Zirkulationssystem umschlug. Atlantisches Zwischenwasser soll zu dieser Zeit in die Norwegische See vorgedrungen sein, da verstärkte Schmelzwasserzufuhr in das Europäische Nordmeer zu einem Oberflächenausstrom führte und so die Umkehrung der Zirkulation bewirkt hat.

Ab ca. 13000 J.v.h. soll dann nach Jansen & Björklund (1985) ein zunehmender Wassermassenaustausch mit dem Nordatlantik stattgefunden haben, so daß ab ca. 12000 J.v.h. ein enger Keil mit relativ warmen Oberflächenwasser in die südöstliche Norwegische See vordrang. Vorren et al. (1988) vermuten sogar, daß bereits ab 13000 J.v.h. atlantisches Wasser bis in die Barents See strömte. Die Arktisfront soll zu dieser Zeit westlich dieser Zunge parallel zum norwegischen Kontinentalhang gelegen haben (Jansen & Björklund 1985).

Somit hat die Abnahme der Schmelzwasserzufuhr am Ende der Termination I_A eine Änderung des ozeanischen Klimas und des Zirkulationssystems und damit auch der Dinozysten-Gemeinschaften bewirkt.

Florenereignis 10000 J.v.h.

Die Veränderungen in den Floren und Faunen um 10000 J.v.h. werden allgemein mit einer raschen Zufuhr von relativ warmen gemäßigten Oberflächenwassermassen in Verbindung gebracht (Jansen et al. 1983). In den Sedimentkernen wird ein drastischer Rückgang von umgelagerten Dinozysten, Pollen und Sporen und eine deutliche Zunahme von *N. labyrinthus* beobachtet (Abb. 27). Bei gleichzeitig steigenden Oberflächenwassertemperaturen können diese Veränderungen auf Änderungen der Schmelzwasserzufuhr zurückzuführen sein. Um 10500 J.v.h. begann der zweite kurzfristige Schmelzwassereintrag (mwp-IB; Fairbanks 1989), der seinen Höhepunkt um 9500 J.v.h. erreichte.

Nahezu gleichzeitig gegen 10200 J.v.h. endete das Stadium des Baltischen Eisstausees mit einem abrupten Absinken des Seespiegels um 26-29m und einem Ausstrom von Schmelzwasser in die Nordsee (Ignatius et al. 1981). Meerwasser konnte nun über Zentralschweden in die Ostsee

eindringen (Ignatius et al. 1981). Damit könnte das rasche Vordringen von relativ warmen, nordatlantischem Oberflächenwasser in die Norwegische See erklärt werden. Zu dieser Zeit könnte nach den Untersuchungen von Kassens (1990) ebenfalls eine kurzfristige Umkehr der Zirkulation im Bereich der Norwegischen See mit einem erneuten kurzfristigen oberflächennahen Ausstrom erfolgt sein. Mit dem Abklingen des Schmelzwassereintrages erschienen die frühholozänen Dinozysten-Gemeinschaften.

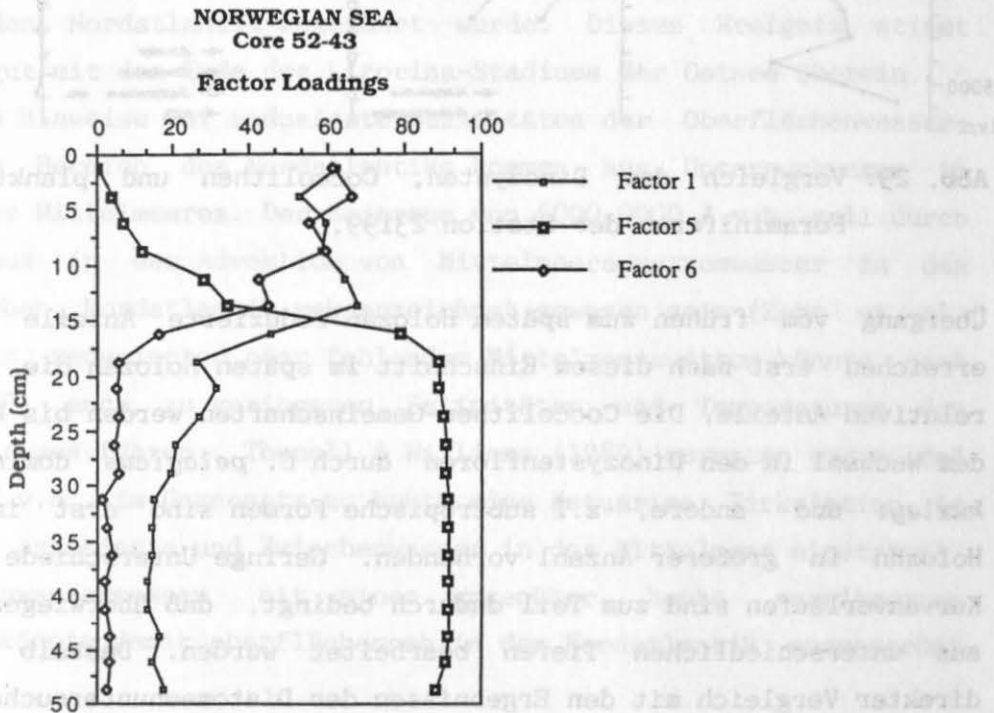


Abb. 28: Diatomeen-Faktoren im Holozän der südlichen Norwegischen See (aus Koc Karpuz & Schrader 1990).

Florenereignis 7000 J.v.h.

Der deutliche Wechsel in den Dinozysten-Gemeinschaften in diesem Zeitabschnitt spiegelt sich ebenso deutlich im kalkigen und kieseligen Plankton wieder. Diatomeen-Floren in der südlichen Norwegischen See zeigen im späten Holozän eine markante Veränderung in den Faktorengemeinschaften (Abb. 28), die jedoch zeitlich etwas anders eingestuft wird (Koc Karpuz & Schrader 1990). Am Sedimentkern 23199 wurden außer Dinozysten auch Coccolithen (Baumann 1990), Diatomeen (Pedersen 1987) und planktische Foraminiferen (Ramm 1988) untersucht (Abb.29). Im Bereich des Wechsels in den Dominanzen von *N. labyrinthus* zu *O. centrocarpum* werden ebenfalls Veränderungen in den anderen Faunen und Floren beobachtet. Subpolare Foraminiferen weisen in zwei Proben am

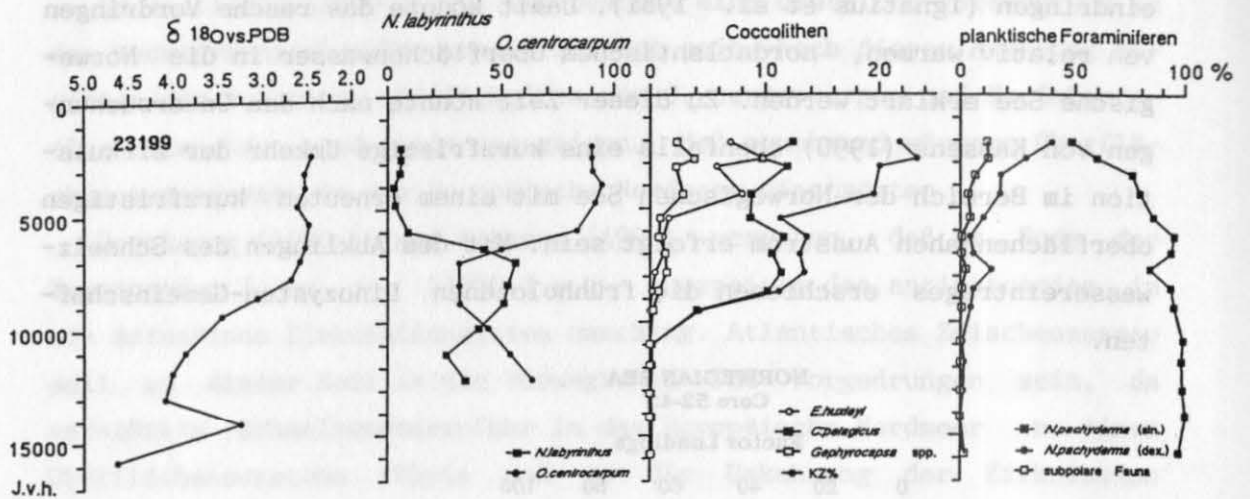


Abb. 29: Vergleich der Dinozysten, Coccolithen und planktischen Foraminiferen der Station 23199.

Übergang vom frühen zum späten Holozän reduzierte Anteile auf und erreichen erst nach diesem Einschnitt im späten Holozän die höchsten relativen Anteile. Die Coccolithen-Gemeinschaften werden bis kurz nach dem Wechsel in den Dinozystenfloren durch *C. pelagicus* dominiert. *E. huxleyi* und andere, z.T. subtropische Formen sind erst im späten Holozän in größerer Anzahl vorhanden. Geringe Unterschiede in den Kurvenverläufen sind zum Teil dadurch bedingt, daß überwiegend Proben aus unterschiedlichen Tiefen bearbeitet wurden. Deshalb ist ein direkter Vergleich mit den Ergebnissen der Diatomeenuntersuchungen an dieser Station (Pedersen 1987) nicht möglich; mit zwei unterschiedlichen Gemeinschaften im frühen und späten Holozän zeigen diese jedoch einen ähnlichen Trend wie die Dinozysten-Gemeinschaften.

Untersuchungen im Nordatlantik bestätigen, daß die heutigen ozeanographischen Bedingungen erst seit ca. 6000 J.v.h. vorherrschen (Ruddiman & McIntyre 1981; Jansen & Veum 1990; Bard et al. 1987)

Das frühe Holozän stellt noch ein Zeitraum der verstärkten Zufuhr von Schmelzwasser in den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer dar, so daß die Salinitäten noch variabel gewesen sein müssen. Der postglaziale globale Meeresspiegelanstieg war vor ca. 6000-7000 J.v.h. im wesentlichen abgeschlossen (Fairbanks 1989) und damit das Abschmelzen der kontinentalen Eisschilde beendet. Aus den Randmeeren könnten zu dieser Zeit noch kurzfristige Schmelzwasserschübe erfolgt sein. Um ca. 7500 J.v.h. entwässerte die Litorina See, vermutlich in einem katastrophalen Ereignis in die Nordsee (Ignatius et al. 1981). Danach war die Ostsee endgültig über Skagerrak und Nordsee mit dem Europäi-

VI. LITERATURVERZEICHNIS

schen Nordmeer und dem Nordatlantik verbunden und das heutige Zirkulationssystem etabliert. In etwa gleichzeitig entstand der norwegische Küstenstrom (Thiede 1985) oder veränderten sich seine hydrographischen Eigenschaften (Hald & Vorren 1987). Diese Veränderungen im Bereich des norwegischen Schelfes und der Ostsee könnten damit in ursächlichen Zusammenhang stehen. Um ca. 7000-8000 J.v.h. zogen sich auch die kontinentalen Eismassen endgültig aus der Hudson Bai zurück (Andrews et al. 1987), wodurch kurzfristig mehr Schmelzwasser über die Labrador See in den Nordatlantik zugeführt wurde. Dieses Ereignis stimmt zeitlich gut mit dem Ende des Litorina-Stadiums der Ostsee überein.

Weitere Hinweise auf reduzierte Salinitäten der Oberflächenwassermassen im Bereich des Nordatlantiks kommen aus Untersuchungen im Bereich des Mittelmeeres. Der Zeitraum von 6000-9000 J.v.h. soll durch ein Minimum in der Advektion von Mittelmeerausstromwasser in den nordöstlichen Nordatlantik gekennzeichnet gewesen sein (Zahn et al. 1987). Ein reduzierter oder fehlender Mittelmeeraustrom könnte nach Reid (1979) auch zu geringeren Salinitäten und Temperaturen des Norwegenstromes führen. Thunell & Williams (1989) vermuten sogar, daß um 8000 J.v.h. im Gegensatz zu heute eine ästuarine Zirkulation im Mittelmeer existierte und Zwischenwasser in das Mittelmeer einströmte. Oberflächenwassermassen mit einer gegenüber heute verringerten Salinität könnte damit oberflächennah in den Nordatlantik ausgeströmt sein.

Zusammen mit den Hinweisen auf eine globale Schmelzwasserzufuhr im frühen Holozän (Fairbanks 1989) sprechen auch diese Beobachtungen für geringere Temperaturen und Salinitäten im frühen als im späten Holozän. Mit dem Ende der Schmelzwasserzufuhr um ca. 6000-7000 J.v.h. haben sich dann die heutigen ozeanographischen Bedingungen eingestellt und die heutigen Dinozysten-Gemeinschaften ausgebildet.

Hildebrand, J. (1959): Cascading of Barataria Sea water into the Norwegian Sea. - *Rep. P.-v. Rapp. Cons. Int. Explor. Mer.*, 10: 49-57

Storö, E. B., Newton, J. L., Papetta, R. G. & Thompson, W. B. (1987): Circulation and water masses of the East Greenland Shelf. - *J. Geophys. Res.*, 92 (C7): 6729-6740

Storö, E. B., Waigel, A. N. & Papetta, R. G. (1988): The westward flowing branch of the West Spitzbergen Current. - *J. Geophys. Res.*, 93 (C 11): 14065-14077

Gregory, T. (1935): The "Pet" expedition to the Denmark Strait 1929. II. The phytoplankton and its conditions of growth. - *Swedish. Mar.*, 10: 1-172

V. DANK

Zunächst möchte ich Herrn Prof. J. Thiede für die Anregung zu dieser Arbeit und ein stets offenes Ohr für alle Probleme, die im Laufe dieser Zeit aufgetreten sind danken. Er gewährte nicht zuletzt den notwendigen wissenschaftlichen Freiraum, um diese Untersuchungen in der vorliegenden Form durchführen zu können.

Dr. P. Mudie danke ich für die zahlreichen intensiven Diskussionen, die anspornenden Worte und ihre Gastfreundschaft während zweier Aufenthalte am Bedford Institute for Oceanography in Kanada. Besonderer Dank gilt ihr auch für die Überlassung bisher unveröffentlichter Daten.

Viele Ideen, die im Laufe der letzten beiden Jahre entstanden sind, und zum Teil ihren Niederschlag in dieser Arbeit gefunden haben, wurden intensiv mit W. Brenner diskutiert, dem ich für sein stetes Interesse an dieser Art der Palynologie sowie seine große Hilfsbereitschaft herzlich danken möchte.

Meinen Freunden A. Baumann, K.-H. Baumann, D. Nürnberg, A. Schröder und T. Wolf gilt mein besonderer Dank für die tatkräftige Unterstützung in der Endphase dieser Arbeit und die zahlreichen fachlichen Diskussionen in den letzten Jahren. Durch intensives Korrekturlesen und stete Hilfsbereitschaft, besonders bei der Datenverarbeitung, halfen sie mir sehr, diese Arbeit zu bewältigen. A. Schröder danke ich im besonderen für ihren unermüdlichen Einsatz und die Sorgfalt beim Anfertigen der Zeichnungen.

Zu guter Letzt möchte ich mich bei den Besatzungen der FS Meteor und FS Polarstern für ihren großartigen Arbeitseinsatz und ihre Hilfsbereitschaft während meiner Teilnahme an mehreren Ausfahrten danken.

VI. LITERATURVERZEICHNIS

- 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 seas. - J. Geophys. Res., 90 (C3): 4833-4846
- Aagaard, K., Foldvik, A. & Hillman, S.R. (1987): The West Spitsbergen Current: Disposition and water mass transformation. - J. Geophys. Res., 92 (C4): 3778-3784
- Aarkrog, A., Dahlgaard, H., Hallstadius, L., Hansen, H. & Holm, E. (1983): Radiocaesium from Sellafield effluents in Greenland waters. - Nature, 307: 49-51
- Andersen, B.G. (1981): Late Weichselian ice sheets in Eurasia and Greenland. - in: Denton, G.H. & Hughes, T.J. (Hrsg.): The last great ice sheets. - Wiley & Sons, New York: 3-65
- Anderson, L.G., Jones, E.P., Koltermann, K.P., Schlosser, P., Swift, J.H. & Wallace, D.W.R. (1989): The first oceanographic section across the Nansen Basin in the Arctic Ocean. - Deep-Sea Res., 36 (3): 475-482
- Andrews, J.T., Matthews, R.K., Osterman, L.E., Miller, G.H., Hillaire-Marcel, C. & Williams, K.M. (1987): Deglaciation and meltwater events in Hudson Strait and the Eastern Canadian Arctic. - Geomorph. Lett., 7: 23-30
- Bard, E., Arnold, M., Duprat, I., Moyer, I. & Duplessy, J.C. (1987): Reconstruction of the last deglaciation: Deconvolved records of ^{18}O profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometry ^{14}C dating. - Climate Dynamics, 1: 101-112
- Barss, M.S. & Williams, G.L. (1973): Palynology and nannofossil processing techniques. - Geol. Sur. Can., paper 73-26, 25 S.
- Baumann, K.-H. (1990): Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär. - Ber. SFB 313, Univ. Kiel, 22: 1-146
- Blindheim, J. (1989): Cascading of Barents Sea bottom water into the Norwegian Sea. - Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer., 188: 49-58
- 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 (C 11): 14065-14077
- Braarud, T. (1935): The "Øst" expedition to the Denmark Strait 1929, II: The phytoplankton and its conditions of growth. - Hvalråd. Skr., 10: 1-172

- Braarud, T. (1976): The ecology of taxonomic groups and species of phytoplankton related to their distribution patterns in a fjord area. - *Sarsia*, 60: 41-62
- Braarud, T., Gaarder, K.R. & Grøntved, J. (1953): The phytoplankton of the North Sea and adjacent waters with special reference to the international survey, May 1948. - *Rapp. P.-v. Reun. Cons. perm. int. Explor. Mer.*, 133: 1-89
- Braarud, T., Gaarder, K.R. & Nordli, O. (1958): Seasonal changes in the phytoplankton at various points off the Norwegian West Coast. - *Rep. Norweg. Fish. Invest.*, 12 (3): 1-77
- Braarud, T., Föyn Hofsvang, B., Hjelmsfoss, P. & Överland, Aa.-K. (1974): The phytoplankton in 1955-56. The quantitative phytoplankton cycle in the fjord waters and in the offshore coastal waters. - *Sarsia*, 55: 63-98
- Bradford, M.R. (1975): New dinoflagellate cyst genera from the Recent sediments of the Persian Gulf. - *Can. J. Bot.*, 53: 3064-3074
- Broecker, W.S. & Denton, G.H. (1989): The role of ocean-atmosphere reorganization in glacial cycles. - *Geochem. Cosmochem. Acta*, 53: 2465-2501
- Broecker, W.S., Bond, G. & Klas, M. (1990): A salt oscillator in the glacial Northern Atlantic? 1. The concept - *Paleoceanogr.*, 5 (4): 469-477
- Bujak, J.P. (1984): Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19. - *Micropal.*, 30 (2): 180-212
- Dale, B. (1976): Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in Recent sediments from Trondheimsfjord, Norway. - *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 22: 39-60
- Dale, B. (1977): New observations on *Peridinium faeroense* Paulsen (1905), and classification of small orthoperidinioid dinoflagellates. - *Br. phycol. J.*, 12: 241-253
- Dale, B. (1983): Dinoflagellate resting cysts: "benthic plankton". - *in*: Fryxell, G.A. (Hrsg.): *Survival strategies of the algae*: 69-136
- Dale, B. (1985): Dinoflagellate cyst analysis of Upper Quaternary sediments in core GIK 15530-4 from the Skagerrak. - *Nor. Geol. Tidsskr.*, 65: 97-102
- Dale, B. & Dale, A. (1990): Dinoflagellate cysts as paleoclimatic indicators in the Nordic Seas. - *Geonytt* 1/90: 39
- Deflandre, G. & Cookson, I.C. (1955): Fossil microplankton from Australian Late Mesozoic and Tertiary sediments. - *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, 6 (2): 242-323

- deVernal, A. & Giroux, L. (im Druck): The distribution of organic-walled microfossils in Recent sediments from the Estuary and Gulf of St. Lawrence: some aspects of the organic matter fluxes. - J. can. sci. halieutiques et aquatiques
- deVernal, A. & Mudie, P.J. (1989a): Late Pliocene to Holocene palynostratigraphy at ODP Site 645, Baffin Bay. - Proc. ODP, Sci. Results, 105: 387-399
- deVernal, A. & Mudie, P.J. (1989b): Pliocene and Pleistocene palynostratigraphy at ODP Sites 646 and 647, Eastern and Southern Labrador Sea. - Proc. ODP, Sci. Results, 105: 401-422
- deVernal, A., Larouche, A. & Richard, P.J.H. (1987): Evaluation of palynomorph concentrations: Do the Aliquot and the Marker-Grain methods yield comparable results? - Pollen et Spores, 29 (2-3): 291-304
- deVernal, A., Goyette, C. & Rodriguez, C.G. (1989): Contribution palynostratigraphique (dinokystes, pollen et spores) à la connaissance de la mer de Champlain: coupe de Saint-Césaire, Québec. - Can. J. Earth Sci., 26 (12): 2450-2464
- 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
- Doherty, L.I. (1980): Palynomorph preparation procedures currently used in the paleontology and stratigraphy laboratories, U.S. Geological Survey. - Geol. Surv. Circ., 830: 29 S.
- Duane, A. & Harland, R. (1990): Late Quaternary dinoflagellate cyst biostratigraphy for sediments of the Porcupine Basin, offshore western Ireland. - Rev. Palaeobot. Palynol., 63: 1-11
- Eide, L.K. (1990): Distribution of coccoliths in surface sediments in the Norwegian-Greenland Sea. - Mar. Micropaleontol., 16: 65-75
- Evitt, W.R. (1985): Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation. - Am. Assoc. Strat. Palynol.: 333 S.
- 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
- Funder, S. (1978): Holocene stratigraphy and vegetation history in the Scoresby Sund area, East Greenland. - Bull. Groenl. Geol. Unders., 129: 1-65
- Gaarder, K.R. (1938): Phytoplankton studies from the Tromsø district 1930-31. - Tromsø Mus. Årsh., 55 (1): 1-159
- Gade, H.G. (1986): Features of fjord and ocean interaction. - in: Hurdle, B. (Hrsg.): Nordic Seas: 182-189
- Gaines, G. & Elbrächter, M. (1987): Heterotrophic nutrition. - in: Taylor, F.J.R. (Hrsg.): The biology of dinoflagellates, Bot. Monogr. 21, Blackwell Sci. Publ., Oxford: 224-268

- Gard, G. (1988): Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleoceanography of Arctic and subarctic seas. - Medd. Stockholms Univ. Geol. Inst., 275: 45 S.
- Gascard, J.-C., Kergomard, C., Jeannin, P.-F. & Fily, M. (1988): Diagnostic study of the Fram Strait marginal ice zone during summer from 1983 and 1984 marginal ice zone experiment Lagrangian observations. - J. Geophys. Res., 93 (C4): 3613-3641
- Goll, R.M. & Bjørklund, K.R. (1985): *Nephrospyris knutheteri* sp. n., an extant trissocyclid radiolarian (Polycystinea: Nassellarida) from the Norwegian-Greenland Sea. - Sarsia, 70: 103-118
- Hald, M. & Vorren, T.O. (1987): Foraminiferal stratigraphy and environments of Late Weichselian deposits on the continental shelf off Troms, Northern Norway. - Mar. Micropal., 12: 129-160
- Halldal, P. (1953): Phytoplankton investigations from weather ship M in the Norwegian Sea, 1948-1949. - Norske Vid. Akad. Hvalråd. Skr., 38: 1-91
- Harland, R. (1977): Recent and Late Quaternary (Flandrian and Devensian) dinoflagellate cysts from marine continental shelf sediments around the British Isles. - Palaeontogr., B, 164: 87-126
- Harland, R. (1981): Cysts of the colonial dinoflagellate *Polykrikos schwartzii* Bütschli 1873, (Gymnodiniales), from Recent sediments, Firth of Forth, Scotland. - Palynol., 5: 65-79
- Harland, R. (1982a): A review of Recent and Quaternary organic-walled dinoflagellate cysts of the genus *Protoperidinium*. - Palaeontol., 25 (2): 369-397
- Harland, R. (1982b): Recent dinoflagellate cyst assemblages from the southern Barents Sea. - Palynol., 6: 9-18
- Harland, R. (1983): Distribution maps of Recent dinoflagellate cysts in Bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. - Palaeontol., 26 (2): 321-387
- Harland, R. (1984): Recent and Late Quaternary dinoflagellate cysts from the area of the Greenland-Iceland-Faeroe-Scotland Ridge. - J. micropal., 3 (2): 95-108
- Harland, R. (1988): Quaternary dinoflagellate cyst biostratigraphy of the North Sea. - Palaeontol., 31 (3): 877-903
- Harland, R. & Sharp, J. (1986): Elongate *Spiniferites* cysts from North Atlantic bottom sediments. - Palynol., 10: 25-34
- Harland, R., Reid, P.C., Dobell, P. & Norris, G. (1980): Recent and sub-recent dinoflagellate cysts from the Beaufort Sea, Canadian Arctic. - Grana, 19: 211-225
- Hillaire-Marcel, C. & Vernal, A. de (1989): Isotopic and palynological records of the Late Pleistocene in Eastern Canada and adjacent ocean basins. - Geogr. phys. Quat., 43 (3): 263-290

- Holligan, P.M., Maddock, L. & Dodge, J.D. (1980): The distribution of dinoflagellates around the British Isles in July 1977: A multivariate analysis. - *J. mar. biol. Assoc. UK*, 60: 851-867
- Ignatius, H., Axberg, S., Niemistö, L. & Winterhalter, B. (1981): Quaternary geology of the Baltic Sea. - *in*: Voipo, A. (Hrsg.): *The Baltic Sea*. - Elsevier Oceanogr. Ser., 30: 54-104
- Jacobsen, D.M. & Anderson, D.M. (1986): Thecate heterotrophic dinoflagellates: feeding behavior and mechanisms. - *J. Phycol.*, 22: 249-258
- Jansen, E. & Bjørklund, K. (1985): Surface ocean circulation in the Norwegian Sea 15,000 BP to present. - *Boreas*, 14: 243-257
- Jansen, E. & Veum, T. (1990): Evidence for two-step deglaciation and its impact on North Atlantic deep-water circulation. - *Nature*, 343: 612-616
- Jansen, E., Sejrup, H.P., Fjæran, T., Hald, M., Høltedahl, H. & Skarbø, O. (1983): Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea. - *Nor. Geol. Tidsskr.*, 63: 117-146
- Johannessen, O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanography. - *in*: Hurdle, B. (Hrsg.): *The Nordic Seas*: 103-127
- Jones, G.A. & Keigwin, L.D. (1988): Evidence from Fram Strait (78N) for early deglaciation. - *Nature*, 336: 56-59
- Jørgensen, S. (1967): A method of absolute pollen counting. - *New Phytol.*, 66: 489-493
- Kassens, H. (1990): Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See. - *Ber. SFB 313, Univ. Kiel*, 24: 1-120
- Kellogg, T.B. (1975): Late Quaternary climatic changes in the Norwegian and Greenland Seas. - *in*: Bowling, S.A. & Weller, G. (Hrsg.): *Climate of the Arctic*, Univ. Alaska, Fairbanks: 3-36
- Kellogg, T.B. (1976): Late Quaternary climatic changes: Evidence from Deep-Sea cores of Norwegian and Greenland Seas. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, 145: 77-110
- 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. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, 145: 3-41
- Klovan, J.E. & Imbrie, J. (1971): An algorithm and FORTRAN IV program for large scale Q-mode factor analysis and calculation of factor scores. - *Mathematical Geol.*, 3: 61-77
- Koc Karpuz, N. & Schrader, H. (1990): Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea. - *Paleoceanogr.*, 5 (4): 557-580
- Lentin, J.K. & Williams, G.L. (1989): Fossil dinoflagellates: Index to genera and species. - *Am. Assoc. Strat. Palynol. contr. ser.*, 20: 473 S.

- Lewis, J. & Dodge, J.D. (1987): The cyst-theca relationship of *Protoperidinium americanum* (Gran & Braarud) Balech. - *J. micropal.*, 6 (2): 113-121
- Lewis, J., Dodge, J.D. & Tett, P. (1984): Cyst-theca relationships in some *Protoperidinium* species (Peridinales) from Scottish sea lochs. - *J. micropal.*, 3 (2): 25-34
- Long, D., Bent, A., Harland, R., Gregory, D.M., Graham, D.K. & Morton, A.C. (1986): Late Quaternary palaeontology, sedimentology and geochemistry of a vibrocore from the Witch Ground Basin, central North Sea. - *Mar. Geol.*, 73: 109-123
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - *Boreas*, 3: 109-128
- Matthews, J. (1969): The assessment of a method for the determination of absolute pollen frequencies. - *New Phytol.*, 68: 161-166
- Matsuoka, K. (1985): Organic-walled dinoflagellate cysts from surface sediments of Nagasaki Bay and Senzaki Bay, West Japan. - *Bull. Fac. Lib. Arts, Nat. Sci.*, 25 (2): 21-115
- Matsuoka, K. (1987): Organic-walled dinoflagellate cysts from surface sediments of Akkeshi Bay and Lake Saroma, North Japan. - *Bull. Fac. Lib. Arts, Nat. Sci.*, 28 (1): 35-123
- Matsuoka, K. & Fukuyo, Y. (1986): Cyst and motile morphology of a colonial dinoflagellate *Pheopolykrirkos hartmannii* (Zimmermann) comb. nov. - *J. Plankt. Res.*, 8 (4): 811-818
- Matsuoka, K., Fukuyo, Y. & Anderson, D.M. (1989): Methods for modern dinoflagellate cyst studies. - *in*: Okaichi, T., Anderson, D.M. & Nemoto, T. (Hrsg.): *Red Tides*, Elsevier, New York: 461-479
- Midttun, L. (1985): Formation of dense bottom water in the Barents Sea. - *Deep-Sea Res.*, 32 (10): 1233-1241
- Midttun, L. (1989): Climatic fluctuations in the Barents Sea. - *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer.*, 188: 23-35
- Mudie, P.J. (1986): Palynology and dinoflagellate biostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Leg 94, sites 607 and 611, North Atlantic Ocean. - *Init. Repts. DSDP*, 94: 785-812
- Mudie, P.J. (in Vorb.): Circum-arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis. - *Am. Assoc. Strat. Palynol. Contr. Ser.*
- Mudie, P.J. & Short, S.K. (1985): Marine palynology of Baffin Bay. - *in*: Andrews, J.T. (Hrsg.): *Quaternary studies of Baffin Island, West Greenland and Baffin Bay*: 263-307
- Mudie, P.J., deVernal, A. & Head, M. J. (1990): Neogene to Recent palynostratigraphy of circum-arctic basins: Results of ODP Leg 104, Norwegian Sea, Leg 105, Baffin Bay, and DSDP Site 611, Irminger Sea. - *in*: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*: 609-646

- 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
- Paasche, E. (1960): Phytoplankton distribution in the Norwegian Sea in June, 1954, related to hydrography and compared with primary production data. - *Rep. Norweg. Fish. Invest.*, 12 (11): 1-77
- Pedersen, J. (1987): Oceanografiske forandringer i Norske-Grønlands-havet ved overgangen Pleistocene/Holocene belyst ved hjelp av diatome-analytiske metoder. - *Cand. Sci. thesis, Univ. Oslo*, 71S.
- Perkin, R.G. & Lewis, E.L. (1984): Mixing in the West Spitsbergen Current. - *J. phys. Oceanogr.*, 14: 1315-1325
- Pflaumann, U. (1988): Plankton-Foraminiferen in der Sedimentoberfläche. - in: Hirschleber, H., Theilen, F., Balzer, W., Bodungen, B. von & Thiede, J. (Hrsg.): *Forschungsschiff Meteor, Reise 7 vom 1.06. bis 28.08.1988.* - *Ber. SFB 313, Univ. Kiel*, 10: 175-177
- Phipps, D. & Playford, G. (1984): Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. - *Pap. Dept. Geol. Univ. Qd.*, 11(1), 23 S.
- Quadfasel, D. & Meincke, J. (1987): Note on the thermal structure of the Greenland Sea gyres. - *Deep-Sea Res.*, 34 (11): 1883-1888
- Quadfasel, D., Gascard, J.-C. & Koltermann, K.P. (1987): Large-scale oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. - *J. Geophys. Res.*, 92 (C7): 6719-6728
- 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. - *Mar. Geol.*, 83: 159-191
- Ramsfjell, E. (1960): Phytoplankton distribution in the Norwegian Sea in June, 1952 and 1953. - *Rep. Norweg. Fish. Invest.*, 12 (10): 1-39
- Reid, P.C. (1974): Gonyaulacacean dinoflagellate cysts from the British Isles. - *Nova Hedwigia*, 25: 579-637
- Reid, P.C. (1975): A regional sub-division of dinoflagellate cysts around the British Isles. - *New Phytol.*, 75: 589-603
- Reid, P.C. (1977): Peridiniacean and glenodiniacean dinoflagellate cysts from the British Isles. - *Nova Hedwigia*, 29: 429-463
- Reid, P.C. (1978): Dinoflagellate cysts in the plankton. - *New Phytol.*, 80: 219-229
- Reid, P.C. (1987): Mass encystment of a planktonic oligotrich ciliate. - *Mar. Biol.*, 95: 221-230
- Reid, P.C. & John, A.W.G. (1978): Tintinnid cysts. - *J. mar. Bio. Ass. UK*, 58: 551-557

- Reid, P.C. & John, A.W.G. (1981): A possible relationship between chitinozoa and tintinnids. - Rev. Palaeobot. Palynol., 34: 251-262
- Reid, J.L. (1979): On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. - Deep-Sea Res., 26: 1199-1223
- Romero-Wetzel, M. (1989): Struktur und Bioturbation des Makrobenthos auf dem Vöring-Plateau (Norwegische See). - Ber. SFB 313, Univ. Kiel, 13: 1-204
- Ruddiman, W.F. & McIntyre, A. (1981): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 35: 145-214
- Samtleben, C. & Bickert, T. (1990): Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. - Mar. Micropal., 16: 39-64
- Samtleben, C. & Schröder, A. (1990): Coccolithophoriden-Gemeinschaften und Coccolithen-Sedimentation im Europäischen Nordmeer. - Zur Abbildung von Planktonzönosen im Sediment. - Unveröff. Berichtsband, SFB 313 (1988-1990), Univ. Kiel: 205-230
- Sejrup, H.P., Jansen, E., Erlenkeuser, H. & Høltedahl, H. (1984): New Faunal and Isotopic Evidence on the Late Weichselian-Holocene Oceanographic Changes in the Norwegian Sea. - Quat. Res., 21: 74-84
- Smayda, T.J. (1957): Phytoplankton studies around Jan Mayen Island March - April, 1955. - Nytt Mag. Bot., 6: 75-96
- Smethie, W.M. jr., Chipman, D.W., Swift, J.H. & Koltermann, K.P. (1988): - Chlorofluoromethanes in the Arctic Mediterranean seas: Evidence for formation of bottom water in the Eurasian Basin and deep-water exchange through Fram Strait. - Deep-Sea Res., 35 (3): 347-369
- Smith, J.N., Ellis, K.M. & Jones, E.P. (1990): Cesium 137 transport into the Arctic Ocean through Fram Strait. - J. Geophys. Res., 95 (C2): 1693-1701
- Sournia, A. (1982): Is there a shade flora in marine plankton? - J. Plankt. Res., 4: 391-395
- Stabell, B. (1986): A diatom maximum horizon in Upper Quaternary deposits. - Geol. Rdsch., 75 (1): 175-184
- Stancliffe, R.P.W. (1989): Microforaminiferal linings: Their classification, biostratigraphy and paleoecology, with special reference to specimens from British Oxfordian sediments. - Micropal., 35 (4): 337-352
- Stemann Nielsen, E. (1935): The production of phytoplankton at the Faroe Isles, east Greenland and in the waters around. - Medd. Komm. Havunders. Ser. Plankton, III (1): 1-93
- Stockmarr, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. - Pollen et Spores, 13 (4): 616-621

- Stoker, M.S., Harland, R., Morton, A.C. & Graham, D.K. (1989): Late Quaternary stratigraphy of the northern Rockall Trough and Faeroe-Shetland Channel, northeast Atlantic Ocean. - *J. Quat. Sci.*, 4: 211-222
- Stover, L.E. & Evitt, W.R. (1978): Analysis of pre-Pleistocene organic walled dinoflagellates. - *Stanford Univ. Publ., Geol. Scis.*, 15: 1-300
- Stover, L.E. & Williams, G.L. (1987): Analysis of Mesozoic and Cenozoic organic-walled dinoflagellates. - *Am. Assoc. Strat. Palynol. Contr. ser.*, 18: 300 S.
- Swift, J.H. (1986): The Arctic Waters. - *in*: Hurdle, B. (Hrsg.): *The Nordic Seas*: 129-153
- Swift, J.H. & Aagaard, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas. - *Deep-Sea Res.*, 28 (A10): 1107-1129
- Swift, J.H. & Koltermann, K.P. (1988): The origin of Norwegian Sea deep water. - *J. Geophys. Res.*, 93 (C4): 3563-3569
- 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
- Tappan, H. & Loeblich, A.R. jr. (1968): Lorica composition of modern and fossil tintinnida (ciliate protozoa), systematics, geologic distribution, and some new tertiary taxa. - *J. Paleontol.*, 42 (6): 165-171
- Taylor, F.J.R. (1987): General group characteristics; special features of interest; short history of dinoflagellate study. - *in*: Taylor, F.J.R. (Hrsg.): *The biology of dinoflagellates*. - *Bot. Monogr.* 21, Blackwell Sci. Publ., Oxford: 1-23
- Taylor, F.J.R. & Pollinger, U. (1987): Ecology of dinoflagellates. - *in*: Taylor, F.J.R. (Hrsg.): *The biology of dinoflagellates*. - *Bot. Monogr.* 21, Blackwell Sci. Publ., Oxford: 399-529
- Thiede, J. (1985): Planktonic foraminifers in Upper Quaternary marine Skagerrak sediments. - *Nor. Geol. Tidsskr.*, 65: 115-118
- Thunell, R.C. & Williams, D.F. (1989): Glacial-Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea: hydrographic and depositional effects. - *Nature*, 338: 493-496
- Turon, J.-L. (1980): Dinoflagellés et environnement climatique. Les kystes de dinoflagellés dans les sédiments récents de l'Atlantique nord-oriental et leurs relations avec l'environnement océanique. Application aux dépôts holocènes du chenal de Rockall. - *Mem. Mus. Hist. Nat.*, B 27: 269-282
- Turon, J.-L. & Londeix, L. (1988): Les assemblages de kystes de dinoflagellés en Méditerranée occidentale (Mer d'Alboran). Mise en évidence de l'évolution des paléoenvironnements depuis le dernier maximum glaciaire. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 12 (1): 313-344

- Vogelsang, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. - Ber. SFB 313, Univ. Kiel, 23: 1-136
- Vorren, T.O., Vorren, K.-D., Alm, T., Gulliksen, S. & Løvlie, R. (1988): The last deglaciation (20,000 to 11,000 BP) on Andøya, western Norway. - Boreas, 17: 41-77
- Wall, D. (1965): Modern hystrichospheres and dinoflagellate cysts from the Woods Hole Region. - Grana Palynol., 6 (2): 297-314
- Wall, D. (1967): Fossil microplankton in deep-sea cores from the Caribbean Sea. - Palaeontol., 10 (1): 95-123
- Wall, D. & Dale, B. (1968): Modern dinoflagellate cysts and evolution of the Peridiniales. - Micropal., 14 (3): 265-304
- Wall, D., Guillard, R.R.L. & Dale, B. (1967): Marine dinoflagellate cultures from resting spores. - Phycol., 6: 151-156
- Wall, D., Dale, B., Lohmann, G.P. & Smith, W.K. (1977): The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. - Mar. Micropal., 2: 121-200
- Ward, J.H. (1963): Hierarchical grouping to optimize an objective function. - J. Am. Statistical Assoc., 58: 235-244
- Wrenn, J.H. (1988): Differentiating species of the dinoflagellate cyst genus *Nematosphaeropsis* Deflandre and Cookson 1955. - Palynol., 12: 129-150
- Zahn, R., Sarnthein, M. & Erlenkeuser, H. (1987): Benthic isotope evidence for changes of the mediterranean outflow during the late Quaternary. - Paleoceanogr., 2 (6): 543-559

ANMERKUNG:

Die Datenanhänge sind dieser Arbeit nicht beigelegt worden. Sie können beim Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel (GEOMAR) eingesehen werden.

TAFELN

Es sind in den Tafeln außer den Proben-
und Präparatenummern zusätzlich die
"Englandfinder"-Koordinaten aufgeführt.

TAFEL 1

1-4) *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson) Wall 1967

- 1) Archäopyle in Fokus, GKG 23071 (10cm), I: F 35/3
- 2) Lange Fortsätze, GKG 23071 (12,5cm), II: V 33
- 3) Mittellange Fortsätze, GKG 23071 (12,5cm), I: U 39/3
- 4) Kurze Fortsätze, GKG 23071 (12,5cm), II: X 32

5-7) *Spiniferites elongatus* Reid 1974

GKG 21535 (13cm), VI: L 41

- 5) Dorsalansicht
- 6) Optischer Schnitt
- 7) Ventralansicht

8-10) *Spiniferites frigidus* Harland & Reid 1980

GKG 23353 (0cm), I: H 40/1

- 8) Dorsalansicht
- 9) Optischer Schnitt
- 10) Ventralansicht

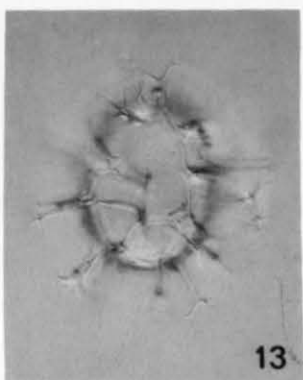
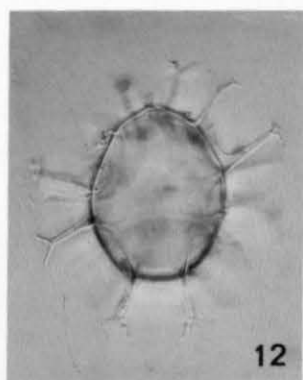
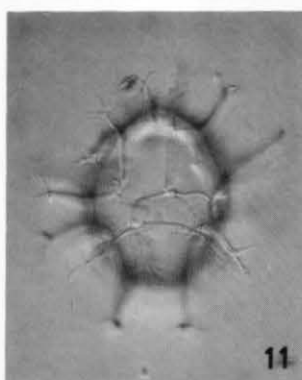
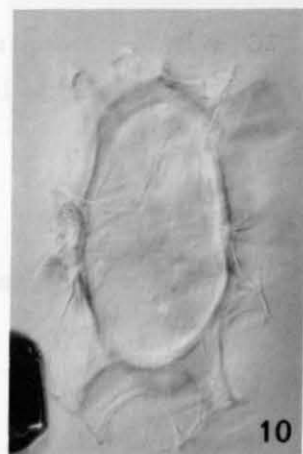
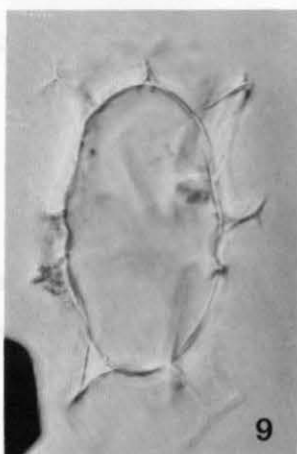
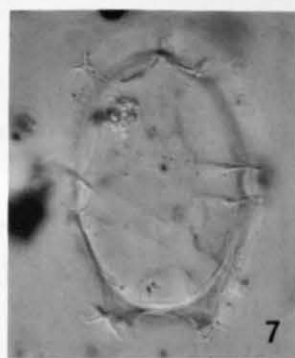
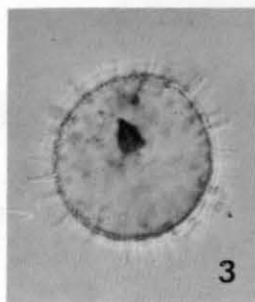
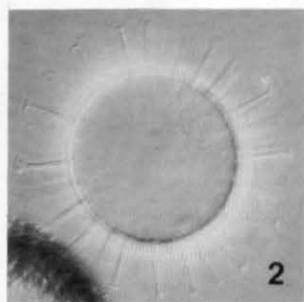
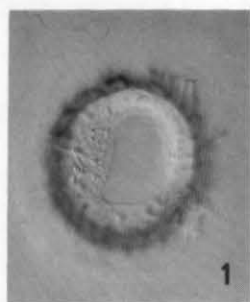
11-13) *Spiniferites bulloideus* (Deflandre & Cookson) Sarjeant 1975

GKG 21314 (0cm), I: M 33/2

- 11) Dorsalansicht
- 12) Optischer Schnitt
- 13) Ventralansicht

Alle Aufnahmen bei Interferenzkontrast.

Alle Balken = 40µm.



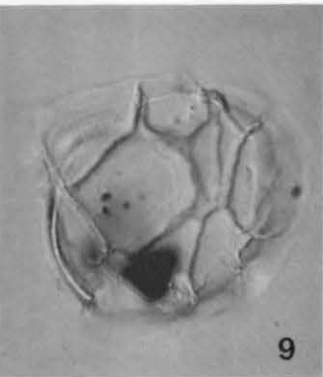
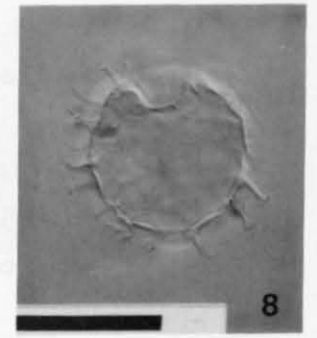
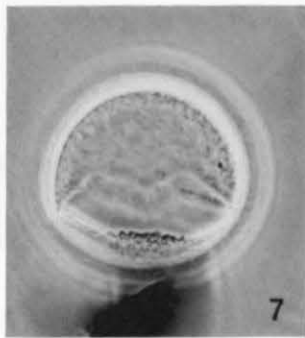
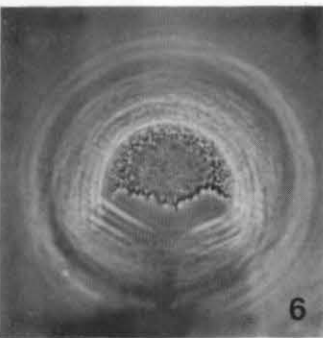
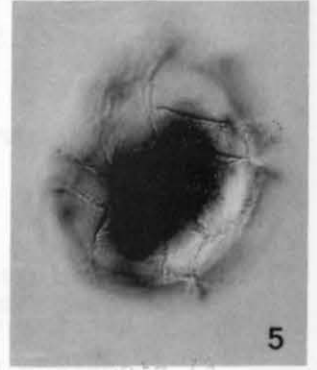
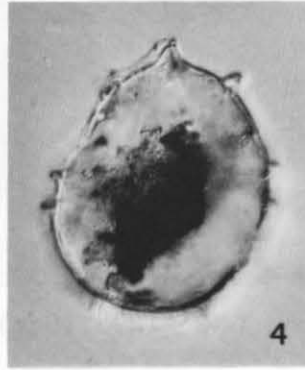
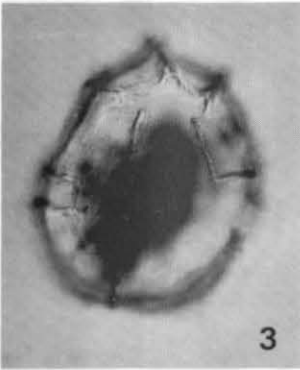
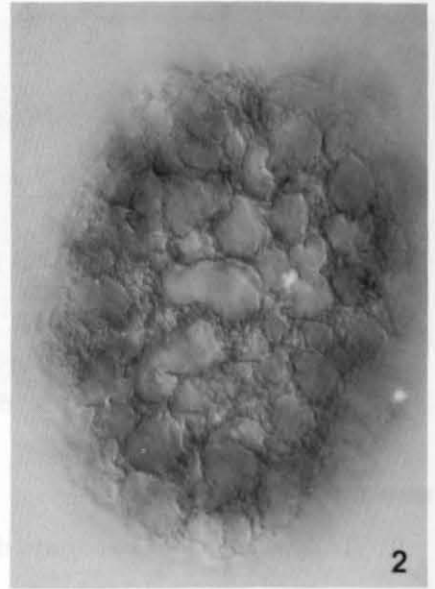
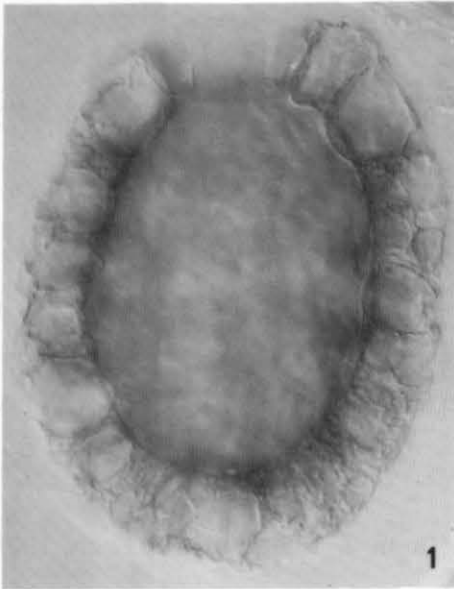
TAFEL 2

- 1,2) Zyste von *Polykrikos schwartzii* Bütschli 1873, GKG 23301 (0cm),
I: J 29/4
1) Optischer Schnitt mit apikaler Archäopyle
2) niedriger Fokus
- 3-5,9) *Impagidinium sphaericum* (Wall) Lentin & Williams 1981
3) Dorsalansicht GKG 23330 (0cm), I: P 42/3
4) Optischer Schnitt GKG 23330 (0cm), I: P 42/3
5) Ventralansicht GKG 23330 (0cm), I: P 42/3
9) schiefe Apikalansicht, GKG 23071 (12,5cm), I: U 39
- 6,7) *Bitectatodinium tepikiense* Wilson 1973, Apikalansicht mit Archäopyle, GKG 23071 (10cm), II: O 36/3
- 8) Zyste von *Peridinium faeroense* Paulsen 1905, optischer Schnitt, GKG 23343 (0cm), II: O 40/4
- 10,11) *Ataxiodinium choanum* Reid 1974, GKG 23302 (0cm), I: M 38/4
11) Archäopyle in Fokus

Aufnahmen 1-5, 8-11 bei Interferenzkontrast.

Aufnahmen 6, 7 bei Phasenkontrast.

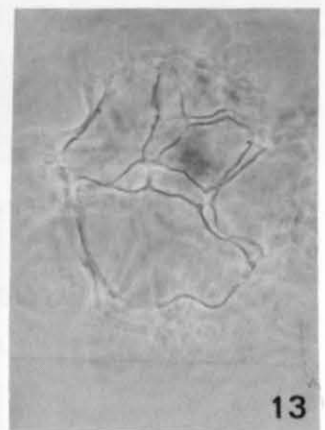
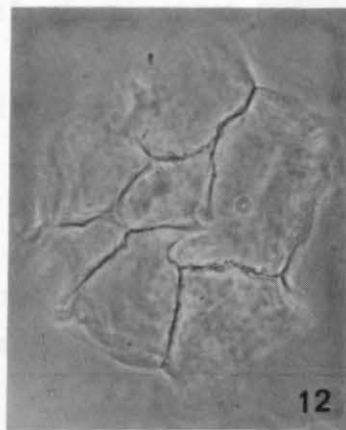
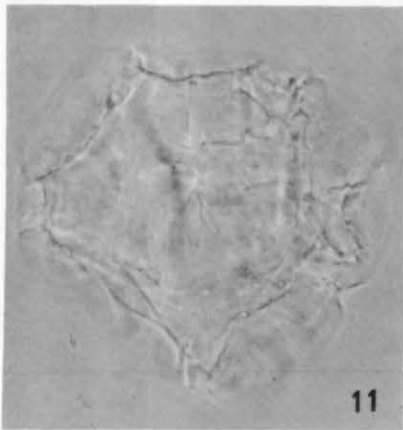
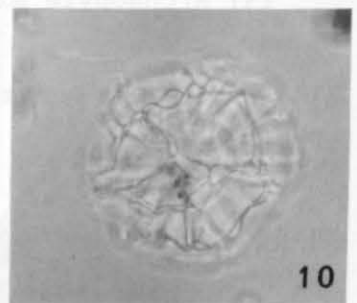
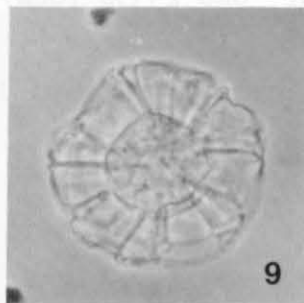
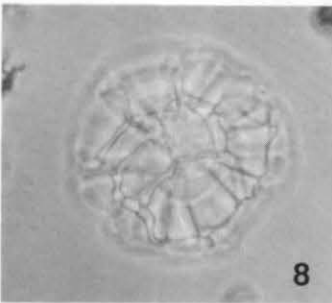
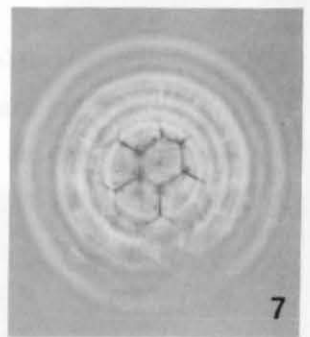
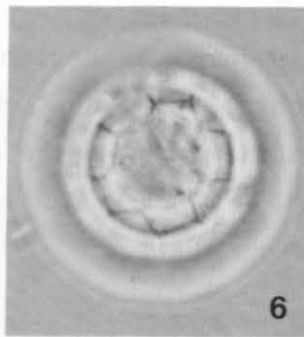
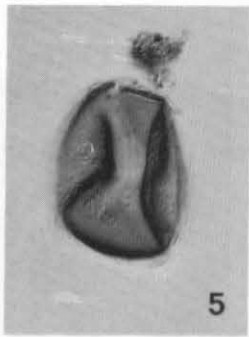
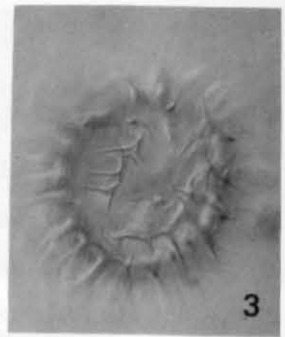
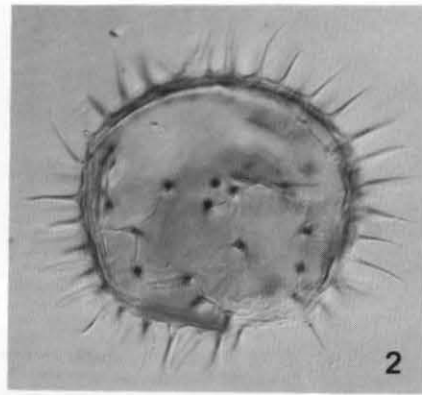
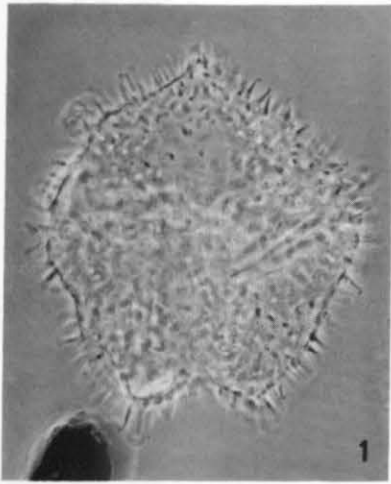
Beide Balken = 40µm.



TAFEL 3

- 1) *Trinovantedinium capitatum* Reid 1977, Dorsalansicht, GKG 23071
(10cm), I: F 39/3
- 2,3) *Multispinula quanta* Bradford 1975
 - 2) [Zyste: *Protoperidinium conicum* (Gran) Balech 1902] GKG 23330
(0cm), I: N 42
 - 3) [Zyste: *Protoperidinium nudum* (Meunier) Balech 1902] GKG 23302
(0cm), I: O 34
- 4,5) Zyste von *Protoperidinium americanum* (Gran & Braarud) Balech 1974,
GKG 23302 (0cm), I: H 36
 - 4) Apikalansicht
 - 5) optischer Schnitt
- 6,7) *Cymatiosphaera* sp., Orientierung unbekannt, GKG 23301 (0cm), I:
G 32/4
- 8-10,13) *Nematosphaeropsis labyrinthus* (Ostenfeld) Reid 1974, Orien-
tierung unbekannt, GKG 21298 (0cm), I: O 42
 - 8) niedriger Fokus
 - 9) optischer Schnitt
 - 10) hoher Fokus
 - 13) Trabeculae
- 11-12) *Impagidinium pallidum* Bujak 1984, Orientierung unbekannt
 - 11) GKG 21745 (0cm), III: V 33
 - 12) GKG 23246 (0cm), I: P33/1

Aufnahmen 1, 4, 6-13 bei Phasenkontrast.
Aufnahmen 2, 3, 5 bei Interferenzkontrast.
Alle Balken = 40µm.



TAFEL 4

1-5) *Brigantedinium simplex* (Wall) Reid 1977

1) Archäopyle im Fokus, GKG 21308 (0cm), I: S 44/2

2) Dorsalansicht, GKG 21308 (0cm), I: O 42

3) Lateralansicht, GKG 21308 (0cm), I: J 35

4) Dorsalansicht, Oberfläche angelöst, GKG 158-407 (0cm), I: P 32

5) durchscheinende Zyste mit sichtbarem Operculum, GKG 21745
(0cm), I: Q 34/4

6) Zyste von *Protopteridinium denticulatum* (Gran & Braarud) Balech 1974,
GKG 23330 (0cm), I: Q 37/4

7-13) *Multispinula minuta* s.l. Harland & Reid 1980

7) Lateralansicht, GKG 23348 (0cm), II: K 34/2

8) Optischer Schnitt mit Protoplasma, kurze Fortsätze, GKG 23348
(0cm), II: K 34/2

9) Lange Fortsätze, GKG 21308 (0cm), I: Z 37/1

10) GKG 158-434 (0cm), I: G 36

11) GKG 23349 (0cm), IV: S 40/1

12) Blattformige bifurkate Fortsätze, GKG 23348 (0cm), II: K 42

13) Archäopyle sichtbar, GKG 23350 (0cm), I: O 37/4

14) *Pediastrum boryanum* (Turpin) Meneghini 1840, GKG 21743 (0cm), I:
M 49/2

15,16) *Halodinium* sp.

15) GKG 21745 (0cm), III: N 37/3-4

16) GKG 21306 (0cm), I: T 30

17) *Glaphyrocysta* sp., GKG 21701 (0cm), I: M 42

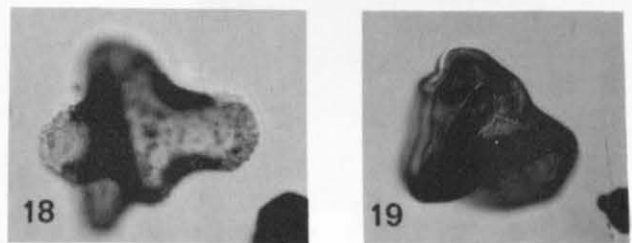
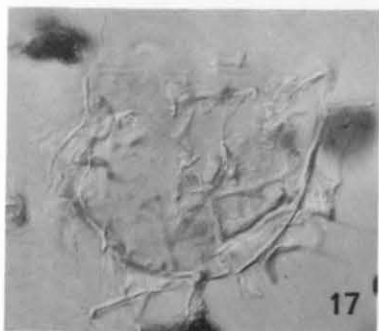
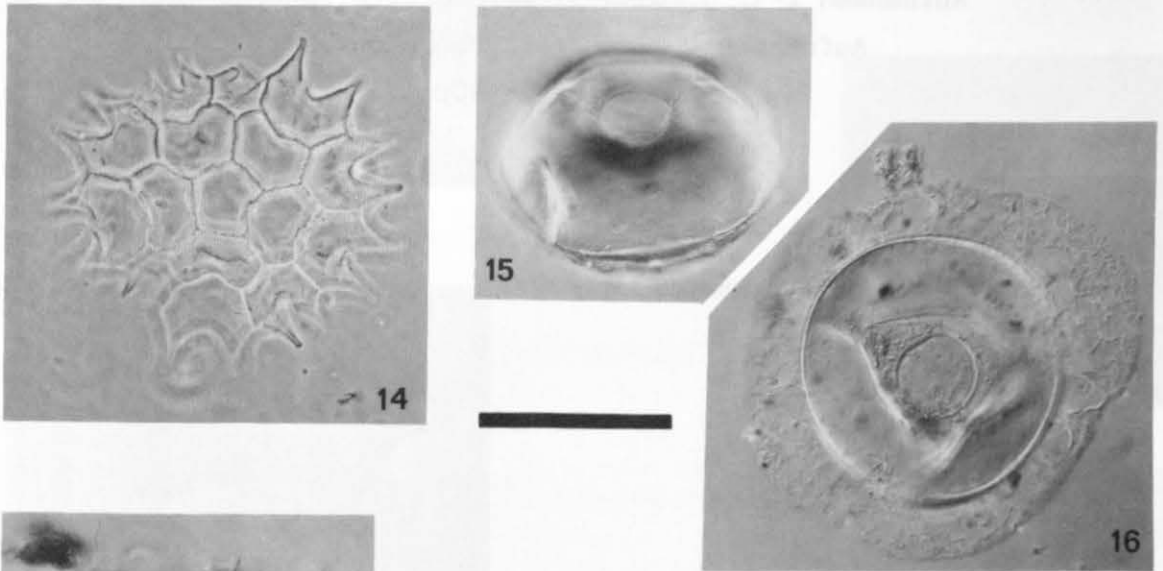
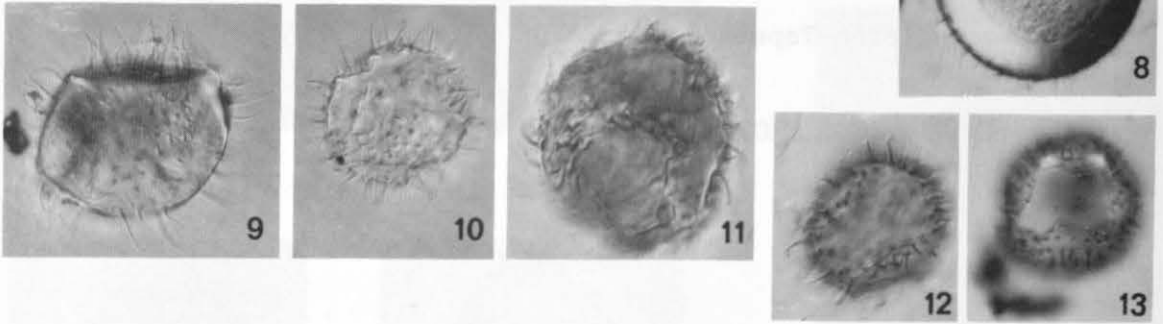
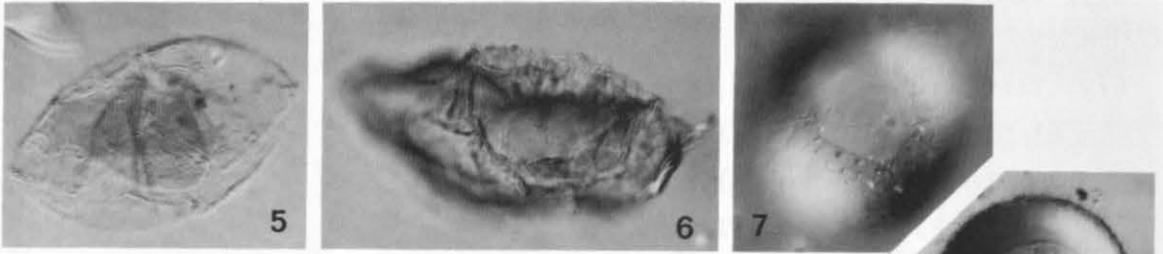
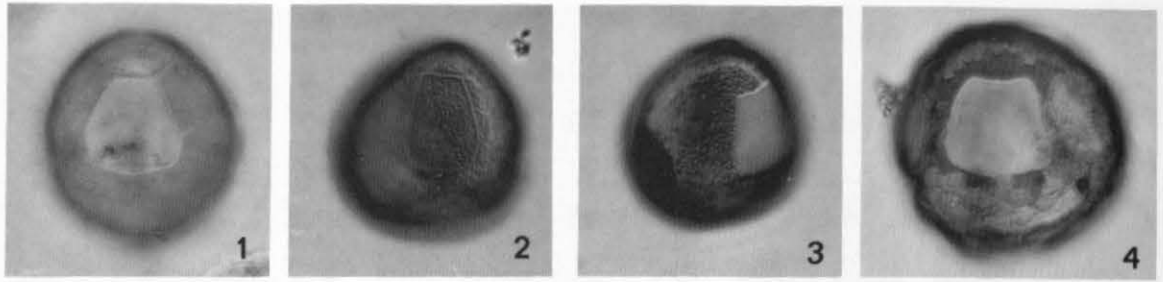
18) *Aquillapollenites* sp., GKG 21701 (0cm), I: K 40/2

19) Trilete Spore, GKG 21701 (0cm), I: S 37

Aufnahmen 1-13, 16-19 bei Interferenzkontrast.

Aufnahmen 14, 15 bei Phasenkontrast.

Alle Balken = 20µm.



TAFEL 5

- 1,2) Tintinniden-Lorica, GKG 23289 (0cm), II: L 30
- 3) Tintinniden-Lorica, GKG 23295 (0cm), I: W 40/1
- 4,5) Tintinniden-Lorica, GKG 23289 (0cm), II: R 42
- 6-9) Tintinniden-Zysten
- 6) GKG 23264 (0cm), I: U 32
- 7) GKG 23071 (12,5cm), II: R 41/2
- 8) GKG 21748 (0cm), III: R 46
- 9) GKG 21748 (0cm), III: R 46
- 10) Foraminiferen-Tapeten, GKG 21702 (0cm), I: T 37/4
- 11) *Pinus* sp., GKG 23071 (10cm), II: P 26/3

Aufnahmen 1-3, 5, 6, 9-11 bei Interferenzkontra.

Aufnahmen 4, 7, 8 bei Phasenkontrast.

Alle Balken = 40µm.

