

**Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen als Anzeiger für spätquartäre Positionsänderungen der Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstroms im Südatlantik**

**Benthic foraminiferal assemblages used as proxy to reconstruct changes of the position of the Antarctic Circumpolar Fronts during the quaternary Southern Atlantic**

---

**Miriam Rudolph**

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch.  
ISSN 1618 - 3193**

<b>Inhaltsverzeichnis</b>		
<b>1</b>	<b>EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG</b>	<b>7</b>
<b>2</b>	<b>UNTERSUCHUNGSGEBIET</b>	<b>10</b>
2.1	Geographischer Überblick	10
2.2	Ozeanographie	11
2.3	Primärproduktion im Oberflächenwasser	14
2.4	Meereisgrenzen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres	16
<b>3</b>	<b>MATERIAL UND METHODEN</b>	<b>18</b>
3.1	Probenmaterial	18
3.2	Probenaufbereitung	20
3.3	Altersmodelle der Sedimentkerne	21
3.4	Taxonomie benthischer Foraminiferen	23
3.5	Quantitative Analyse des Datensatzes	24
3.5.1	Individuenhäufigkeit und Individuenakkumulationsraten	24
3.5.2	Benthische Foraminiferenzahl und benthische Foraminiferenakkumulationsraten	24
3.5.3	Diversität und Äquität	25
3.5.4	Statistische Analyse	25
<b>4</b>	<b>ERGEBNISSE</b>	<b>27</b>
4.1	Prozentualer Anteil, Individuenhäufigkeit und Individuenakkumulationsrate	27
4.2	Spätquartäre Faunentrends u. benthische Foraminiferenvergesellschaftungen	27
4.2.1	Der Kern PS1754-1	27
4.2.2	Der Kern PS2489-2/4	32
4.2.3	Der Kern PS2495-3	34
4.2.4	Der Kern PS2498-1/2	39
4.2.5	Der Kern PS2499-5/1	42
4.2.6	Der Kern PS2564-3/2	43
<b>5</b>	<b>DISKUSSION</b>	<b>49</b>
5.1	Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen	49
5.1.1	Ökologie benthischer Foraminiferen	49
5.1.2	Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen als paläozeanographische Indikatoren im südlichen Südatlantik	53
5.2	Fluktuationsmuster der benthischen Isotopensignale, der Diversität u. Äquität	55
5.2.1	Benthische Isotopensignale	55
5.2.2	Diversität	56
5.2.3	Äquität	61
5.3	Spätquartäre benthische Foraminiferenvergesellschaftungen	62
5.4	Zuordnung der ermittelten Vergesellschaftungen zu den Umweltparametern „Nahrung“, „Sauerstoff“, „Lösung“ und „Energie“	69

5.5	Einfluss der Wassermassen auf die Ausbildung der Faunenvergesellschaftungen	76
5.6	Frontenverlagerungen im Antarktischen Zirkumpolarstrom	79
5.7	Rekonstruktion der Fluktuationen der Hochproduktionsgebiete im Bereich der Fronten des ACCs	80
6	ZUSAMMENFASSUNG	95
	DANKSAGUNG	97
7	LITERATURVERZEICHNIS	98
8	ANHANG	113
8.1	Artenliste	113
8.2	Tabellen	116

AbkürzungsverzeichnisFrontensystem:

ACC	Antarktischer Zirkumpolarstrom
SAF	Subantarktische Front
SAZ	Subantarktische Zone
STF	Subtropische Front
PF	Polarfront
PFZ	Polarfrontzone

Wassermassen:

AABW	Antarktisches Bodenwasser
AAIW	Antarktisches Zwischenwasser
ASW	Antarktisches Oberflächenwasser
LCDW	Unteres Zirkumpolares Tiefenwasser
NADW	Nordatlantisches Tiefenwasser
SASW	Subantarktisches Oberflächenwasser
UCDW	Oberes Zirkumpolares Tiefenwasser

Parameter:

BFAR	Benthische Foraminiferenakkumulationsraten
BFZ	Benthische Foraminiferenzahl
C <sub>org</sub>	Organischer Kohlenstoff
DBD	Trockendichte
INDAR	Individuenakkumulationsraten
LSR	Lineare Sedimentationsraten

Weiteres:

MIS	Marines Isotopenstadium
CCD	Kalzit-Kompensationstiefe
ODP	Ocean Drilling Program
LGM	Letztes glaziales Maximum

## Kurzfassung

Zur Rekonstruktion spätquartärer Änderungen der paläozeanographischen Situation, insbesondere der Lage der Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstroms im südlichen atlantischen und im angrenzenden indischen Sektor des Südpolarmeeres, wurde an sechs ausgewählten Sedimentkernen die Zusammensetzung spätquartärer benthischer Foraminiferenvergesellschaftungen untersucht. Die Berechnung von numerischen Parametern ermöglichte darüber hinaus die Charakterisierung der Faunenstruktur und ihrer Veränderungen während der Warm- und Kaltzeiten. Mittels der Verhältnisse stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope der kalzitischen Foraminiferengehäuse konnten Abschätzungen über die Art der Boden- oder Tiefenwassermasse getroffen werden und somit zur Interpretation der spätquartären Umweltbedingungen beitragen.

Die Fossilfaunen der Sedimentkerne wurden gezählt und die ermittelte große Artenzahl mit Hilfe einer Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse auf eine überschaubare Anzahl von Vergesellschaftungen reduziert. Anhand der aus rezenten Untersuchungen bekannten ökologischen Ansprüche spezifischer benthischer Foraminiferenvergesellschaftungen und des Beziehungsgeflechtes zwischen rezenten Faunen und ihrer Umwelt wurden die spätquartären Faunenwechsel paläozeanographisch interpretiert. Dabei zeigte sich, dass die Ausbildung der vorgefundenen Foraminiferenvergesellschaftungen in starkem Maße von der Produktivität im Oberflächenwasser gesteuert wird und die Vergesellschaftungen vor allem die trophischen Verhältnisse im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms im östlichen Südatlantik dokumentieren. Die im Bereich der Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstroms erhöhte Produktivität im Oberflächenwasser und die eher oligotrophen Bereiche zwischen den Fronten werden daher in der Ausbildung der Vergesellschaftungen widergespiegelt:

Unterlagen die Kernpositionen einem hochproduktiven Regime im Oberflächenwasser, so führte dies zur Ausbildung einer von *Melonis barleeaanum*, *M. zaandamae* oder *M. pompilioides* dominierten Vergesellschaftung. Der Randbereich dieser Hochproduktionsgebiete wird von einer *Oridorsalis umbonatus*-Vergesellschaftung charakterisiert. Am Übergang zwischen kontinuierlicher Hochproduktion und saisonal wechselnder Oberflächenproduktion tritt eine *Uvigerina peregrina*-Vergesellschaftung auf, niedrige Oberflächenwassermassen-Produktivität mit einer starken saisonalen Komponente schließlich wird von einer *Epistominella exigua*-Vergesellschaftung angezeigt.

Dies ermöglicht es, die Bewegungen der drei an die Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstroms gebundenen Hochproduktionsgebiete während der letzten 400 000 Jahre anhand der Wechsel der Faunenvergesellschaftungen zu rekonstruieren: In den Kaltzeiten findet eine Verschiebung aller Fronten nach Norden statt, während der Warmzeiten verlagern sie sich nach Süden. Relativ zur heutigen Position der Fronten betrachtet, ist die Verschiebung zwischen dem Marinen Isotopenstadium 4 (MIS4) und MIS3 und zwischen dem MIS3 und MIS2 mit ca. 1° - 1,5° kleiner als zwischen den älteren Stadien und zwischen dem MIS2 und MIS1 (ca. 2° - 3°).

Ein verstärkter „Paläo-NADW“-Zufluss wird für das Untersuchungsgebiet in den MIS11.3, MIS9.1, MIS7.5, MIS7.1, MIS5.5, MIS5.1 und MIS1 durch hohe Anteile der

Art *Fontbotia wuellerstorfi* in der Gesamtf fauna angezeigt. In der östlichsten Kernlokation ist der Einfluss nur im MIS11.3, im MIS7.3, MIS5.5 und im MIS1 nachzuweisen. Ein Rückgang des „Paläo-NADW“-Zuflusses in den Glazialzeiten wird durch sehr schwere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Foraminiferengehäuse belegt. Eine verstärkte Tiefenwasserströmung wird außerdem durch das Auftreten einer von *Globocassidulina subglobosa* dominierten Vergesellschaftung im östlichen Untersuchungsgebiet während der MIS11, MIS9 und MIS5 dokumentiert.

## Abstract

In order to reconstruct the evolution of the late Quaternary paleoenvironment and especially the position of the fronts of the Antarctic Circumpolar Current in the southern Atlantic and Indian sector of the Southern Ocean, benthic foraminiferal assemblages were examined in six selected sediment cores. Calculation of numerical parameters enabled the characterization of the faunal structure and the changes during fluctuations of warm and cold climate cycles. The ratios between stable oxygen and between stable carbon isotopes of benthic foraminiferal tests gave an idea about the type of the bottom and deep water masses and helped interpreting the palaeoenvironment of the late Quaternary.

Fossil faunas from the sediment cores had been counted and then grouped into a smaller number of principal faunal end-members by using a Q-mode principal component analysis. Based on the knowledge of ecological requirements of specific benthic foraminiferal assemblages and the correlation between recent faunal assemblages and their environment, the changes in these assemblages had been interpreted in a palaeoceanographical context. It turned out that the formation of the foraminiferal assemblages mainly depends on the surface ocean productivity and that the assemblages document the trophical situation in the Antarctic Circumpolar Current in the eastern South Atlantic. The productivity of the surface ocean, which is higher in the area of the fronts of the Antarctic Circumpolar Current than in the areas between these fronts where a more oligotrophic situation is dominant, is well reflected in the formation of specific assemblages: If the position of the core had been subjected to a high productivity regime in the surface ocean, an assemblage dominated by *Melonis barleeanum*, *M. zaandaame* or *M. pompilioides* developed. The periphery of this high productivity areas was characterized by an *Oridorsalis umbonatus*-assemblage. In the transition zone between continuously high and seasonal changing production in the surface ocean, an *Uvigerina peregrina*-assemblage appeared, while low and highly seasonal organic matter fluxes were documented by an *Epistominella exigua*-assemblage.

Therefore, the fluctuations of the positions of the high productivity areas along the fronts of the Antarctic Circumpolar Current during the last 400 000 years are reflected within the changes of the specific foraminiferal assemblages. During glacial times, a transition of the fronts to the North took place while during interglacial times the fronts moved to the South. Compared to the current position of the fronts, the displacement between Marine Isotope Stage (MIS) 4 and MIS3 and between MIS3 and MIS2 is smaller (about  $1^\circ - 1,5^\circ$ ) than between the older stages and between MIS2 and MIS1 (about  $2^\circ - 3^\circ$ ).

High proportions of the species *Fontbotia wuellerstorfi* indicated an increased flow of „palaeo-NADW“ to the research area during MIS11.3, MIS9.1, MIS7.5, MIS7.1, MIS5.5, MIS5.1 and MIS1. At the most Eastern core position, the influence is only proved during MIS11.3, MIS7.3, MIS5.5 and MIS1. The retreat of the „palaeo“-NADW during glacial times is documented in very heavy  $\delta^{13}\text{C}$ -values of the benthic foraminiferal tests. An increased circulation of deep water masses in the Eastern part of the research area is furthermore represented by an assemblage dominated by *Globocassidulina subglobosa* during MIS11, MIS9 and MIS5.

## 1 Einleitung und Fragestellung

Aus der Untersuchung der verschiedensten geowissenschaftlichen Archive der Erde werden Abbilder der geologischen und klimatologischen Vergangenheit erarbeitet. Über den Einsatz geeigneter Proxies wird die natürliche Variabilität der Umweltbedingungen auf geologischen Zeitskalen rekonstruiert. Beispiele hierfür sind paläozeanographische Rekonstruktionen anhand der Artenvergesellschaftung und Isotopie von Mikrofossilien. Für die Entwicklung und Eichung der Proxies werden die rezenten Prozesse, die in der Wassersäule und in der Meerwasser-Boden-Grenzschicht die Umweltsignale verändern, untersucht.

Die in Sedimentkernen erhaltenen Gehäuse von benthischen Tiefsee-Foraminiferen liefern geeignete Parameter, die es ermöglichen, Paläo-Umweltbedingungen zu rekonstruieren. Die gute sedimentäre Erhaltung der meist kalzitischen Gehäuse macht sie in zweierlei Hinsicht zu geeigneten Proxies: erstens durch die Artenverteilung dieser einzelligen Organismen und zweitens durch den Chemismus ihrer Gehäuse. Hierbei nimmt die Ausbildung von Vergesellschaftungen verschiedener benthischer Foraminiferenarten (=Faunen) in einem bestimmten Lebensraum eine wichtige Rolle ein, indem sie über die Art ihrer Zusammensetzung Aufschlüsse über die für diese Fauna typischen Umweltbedingungen ermöglicht. So können spätquartäre Faunenwechsel in Kenntnis der aus den rezenten Untersuchungen abgeleiteten ökologischen Ansprüche der einzelnen Vergesellschaftungen interpretiert werden. Wichtige steuernde Faktoren für die Ausbildung einer bestimmten Fauna sind vor allem Parameter wie Nahrung und Sauerstoff im jeweiligen Lebensraum. Außerdem spiegeln die bei der Bildung des Gehäuses gespeicherten Informationen die Umweltbedingungen zur Lebenszeiten der Foraminifere wider. Beim Bau wird der Chemismus des sie umgebenden Wassers (Bodenwassermasse oder Porenwasser) aufgezeichnet. Die Bestimmung des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  des rezenten Bodenwassers und aus koexistierendem Karbonat von benthischen Foraminiferen ermöglicht eine Bestimmung der Fraktionierungsprozesse beim Aufbau der Karbonatschalen. Durch die Messung von geologisch älteren Foraminiferengehäusen können somit Rückschlüsse über die Isotopenzusammensetzung des Boden- bzw. Porenwassers zum Zeitpunkt des Schalenaufbaus gewonnen werden. Mit der Kenntnis des fossilen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  des Bodenwassers ist eine Rekonstruktion der Wassermassenzirkulation in der Vergangenheit möglich.

Die während des Spätquartärs auftretenden, zyklisch verlaufenden Abfolgen von Kalt- und Warmzeiten werden im Wesentlichen auf periodische Änderungen in den Erdbahnparametern (Änderung der Exzentrizität des Erdorbits: ca. 100 000 Jahre, Nutation und Präzession der Erdrotationsachse: etwa 23 000 und 40 000 Jahre) zurückgeführt (MILANKOVIC 1941, IMBRIE ET AL. 1992 und 1993). Sekundäre Auswirkungen sind Änderungen im Gehalt des Treibhausgases  $\text{CO}_2$  in der Atmosphäre (PISIAS & SHACKLETON 1984, SIEGENTHALER 1990) und/oder Variationen in der Tiefen- und Bodenwassermassenzirkulation in den Zirkulationszellen der Weltmeere (BROECKER & DENTON 1989, CHARLES & FAIRBANKS 1992, MACDONALD & WUNSCH 1996). Der Motor für die ozeanische Zirkulation ist seit dem Beginn des Oligozäns die Bildung von schweren Tiefen- und Bodenwassermassen in den polaren und subpolaren Meeren. Sie sorgen für eine Ventilation der großen ozeanischen Meeresbecken und dem damit verbundenen interhemisphärischen Wärme- und



Nährstoffaustausch. Die Corioliskraft und die Topographie der Meeresbecken und insbesondere der untermeerischen Rückensysteme beeinflusst die Ausbreitungsrichtung und -geschwindigkeit der verschiedenen Wassermassen. Veränderungen der thermohalinen Zirkulation und der Wassermassen werden über Stoffaustauschprozesse in den Sedimenten am Ozeanboden abgebildet.

Innerhalb der globalen Tiefen- und Bodenwasserzirkulation nehmen der Südatlantik und der atlantische Sektor des Südpolarmeeres einschließlich des Weddellmeeres eine Schlüsselstellung ein. Antarktisches Bodenwasser, Zirkumpolares Tiefenwasser und Nordatlantisches Tiefenwasser sind Wassermassen, die den tiefen Südatlantik charakterisieren. Sie werden vom Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC) in die Weltmeere verteilt. Durch das Aufeinandertreffen von nördlichen und südlichen Wassermassen im Südatlantik sind bei spätquartären Zirkulationsänderungen hier große Gradienten in den Wassermasseneigenschaften zu erwarten, die wiederum im Sediment und somit auch in den benthischen Foraminiferen (Gehäusechemismus und Vergesellschaftungen) dokumentiert sind. Die in dieser Arbeit untersuchten Sedimentkerne befinden sich im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms, der durch mehrere Fronten geprägt ist. In zahlreichen Publikationen werden meridionale Positionsveränderungen einzelner oder aller ozeanischen Fronten des ACC während des Spätquartärs im Glazial/Interglazial-Rhythmus beschrieben (MORLEY & HAYS 1979, MACKENSEN ET AL. 1994, BRATHAUER & ABELMANN 1999, NÜRNBERG ET AL. 1997, ASMUS ET AL. 1999, MORLEY 1989, HOWARD & PRELL 1992 und FINDLAY & FLORES 2000, GERSONDE ET AL. 2003).

Die vorliegende Arbeit ist ein Beitrag zur Rekonstruktion der paläozeanographischen Situation im südlichen Südatlantik während der letzten 430 000 Jahre. Einen Schwerpunkt bilden die Positionen der Fronten und der an diese Fronten gekoppelten hochproduktiven Bereiche in der Vergangenheit. Hierzu werden benthische Foraminiferenvergesellschaftungen und die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse ihrer Gehäuse aus ausgewählten Sedimentkernen des Südatlantiks untersucht. Die Anpassung rezenter Foraminiferenfaunen an das jeweilige physikochemische Milieu und das jeweilige Nahrungsangebot ist durch entsprechende Arbeiten belegt (z. B. DOUGLAS & WOODRUFF 1981, GOODAY 1986, LUTZE & THIEL 1987, CORLISS & EMERSON 1990, MACKENSEN ET AL. 1990, CORLISS 1991, MACKENSEN ET AL. 1993a und 1995, FARIDUDDIN & LOUBERE 1997, SCHMIEDL ET AL. 1997, WOLLENBURG & MACKENSEN 1998a, KITAZATO ET AL. 2000, MACKENSEN ET AL. 2000, WOLLENBURG & KUHN 2000, OHKUSHI & NATORI 2001, RATHBURN ET AL. 2001, SCHUMACHER 2001, ALTENBACH ET AL. 2003, FONTANIER ET AL. 2003, LICARI ET AL. 2003). Die Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen orientiert sich am Aktualitätsprinzip, d. h. die Kenntnis der regionalen Zusammenhänge von rezenter Foraminiferenvergesellschaftung und Umwelt dient als Basis zur Interpretation der spätquartären Foraminiferenvergesellschaftungen. Aufgrund von Analogien wird von rezenten Organismen bzw. -vergesellschaftungen auf Fossilien bzw. Fossilvergesellschaftungen geschlossen.

Die vorliegende Arbeit verfolgt die folgenden Ansätze:

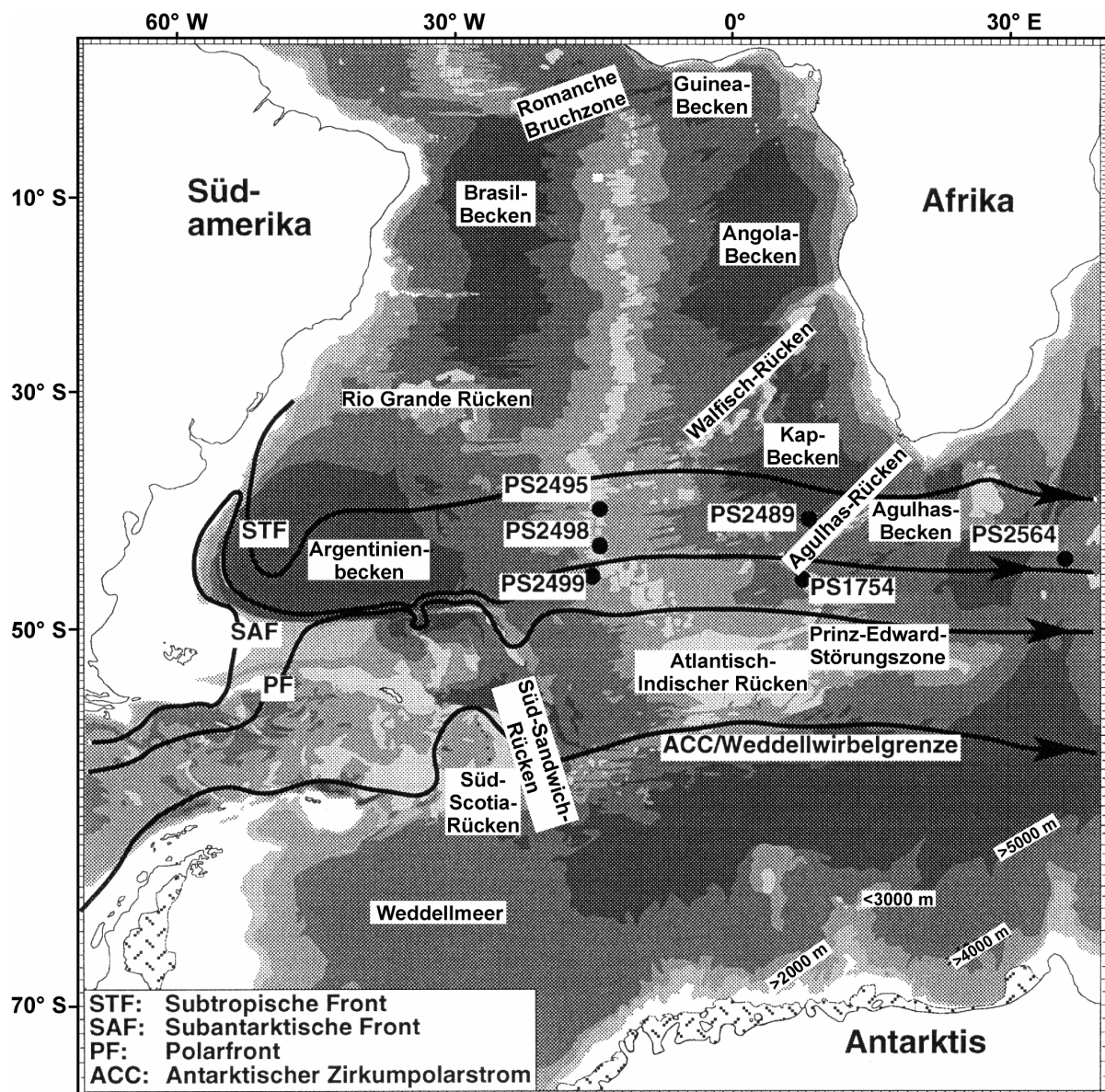
⇒ Zur Charakterisierung der Faunenstruktur und ihrer Veränderungen während der Warm- und Kaltzeiten werden berechnete, numerische Parameter wie Diversität, Grad der Gleichförmigkeit der Faunen (Äquität), benthische Foraminiferenakkumulationsraten, Individuenhäufigkeiten und -akkumulationsraten herangezogen.

- ⇒ Aus den ökologischen Ansprüchen der verschiedenen spezifischen benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen wird die paläozeanographische Situation des Untersuchungsgebietes (u. a. die Position der Fronten des ACC) abgeleitet.
- ⇒ Die Verhältnisse stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope kalzitischer Foraminiferengehäuse werden bestimmt (u. a. der Gattung *Cibicidoides* spp.), diese ermöglichen Abschätzungen über die Boden- oder Tiefenwassermasse und tragen somit zur Interpretation der spätquartären Umweltbedingungen bei. Mittels der stabilen Sauerstoffisotope ist außerdem eine stratigraphische Einordnung möglich.

## 2 Untersuchungsgebiet

### 2.1 Geographischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich etwa zwischen 41°S und 47°S im südlichen atlantischen Sektor bis in den angrenzenden indischen Sektor des Südpolarmeeres (Abb. 1), im Folgenden vereinfacht als „Südatlantik“ bezeichnet. Zahlreiche submarine Rücken unterteilen den Südatlantik in einzelne Becken, die einen erheblichen Einfluss auf die Tiefen- und Bodenwasserzirkulation haben (EMERY & MEINCKE 1986).



**Abb. 1:** Bathymetrische Übersichtskarte des Südatlantiks und des angrenzenden atlantischen Sektors des Südpolarmeeres. Die eingetragenen Punkte kennzeichnen die Lage der untersuchten Sedimentkerne im Bezug zum Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC). Die bathymetrischen Informationen zur Meeresbodentopographie sind nach GEBCO, Karte 5.12 (GEBCO 1978).

Die Position und die Tiefe der Passagen innerhalb der Rückensysteme spielt für die thermohaline Zirkulation der Tiefen- und Bodenwassermassen antarktischen Ursprungs eine entscheidende Rolle. So bildet der Süd-Sandwich-Graben mit einer Tiefe von 8260 m die Verbindung zwischen dem Weddellmeer und dem Argentinienbecken (GEORGI 1981) und die Prinz Edward-Störungszone verbindet das Südpolarmeer mit dem Agulhas- und dem Kapbecken (MANTYLA & REID 1983). Der Austausch von Tiefenwassermassen zwischen den Becken des westlichen und des östlichen Südatlantiks findet jedoch nur über eine weit im Norden in Äquatornähe gelegene, tief eingeschnittene Verbindungspassage, die Romanche-Bruchzone (7750 m) statt.

## 2.2 Ozeanographie

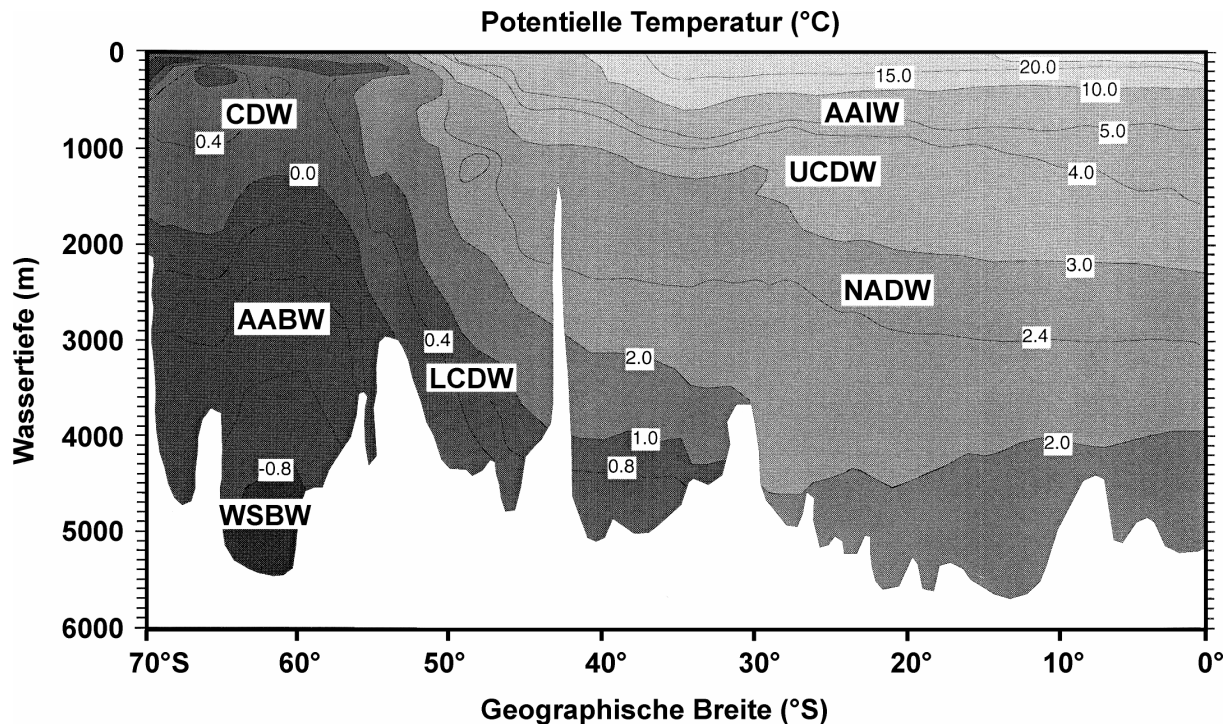
Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms (Antarctic Circumpolar Current = ACC) (Abb. 1). Dieses von Westwinden angetriebene Strömungssystem erstreckt sich im Südatlantik etwa zwischen 40° S und 55° S (TRENBERTH ET AL. 1990) und fließt im Uhrzeigersinn um die Antarktis (Tab. 1). Damit bildet der ACC die einzige Verbindung aller großen Weltozeane (ORSI ET AL. 1995). Im Norden wird er von der Subtropischen Front, im Süden vom Weddellwirbel begrenzt (WHITWORTH 1988, ORSI ET AL. 1995). Ozeanische Fronten unterteilen den ACC in einzelne zonal verlaufende Strombänder (PETERSON & WHITWORTH 1989, PETERSON & STRAMMA 1991), die durch unterschiedliche Temperaturen, Salzgehalte und Nährstoffverteilungen im Oberflächenwasser sowie in tieferen Wasserschichten charakterisiert sind (LUTJEHARMS ET AL. 1985, WHITWORTH 1988). Die Strömung mit einem geostrophischen Transport von durchschnittlich 130 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) erfasst dabei nahezu die gesamte Wassersäule (WHITWORTH 1988). Im Bereich der Fronten sind die Strömungsgeschwindigkeiten am größten (WHITWORTH & NOWLIN 1987, PETERSON & STRAMMA 1991).

**Tab. 1:** Position der ozeanographischen Fronten im östlichen Bereich des atlantischen Sektors des Antarktischen Zirkumpolarstroms (nach LUTJEHARMS & VALENTINE 1984).

Front		Position [Breite S]		
		von	bis	mittlere
Subtropische Front	STF	40°35'	42°36'	41°40'
Subantarktische Front	SAF	45°15'	47°25'	46°23'
Polarfront	PF	49°39'	50°47'	50°18'

Die den Südatlantik charakterisierenden Wassermassen werden im Nordatlantik, dem Weddellmeer und im Antarktischen Zirkumpolarstrom gebildet (REID 1996). Sie weisen erhebliche Unterschiede in ihren physikochemischen Eigenschaften auf (wie Temperatur, Sauerstoff-, Salz-, und Nährstoffgehalt) (Abb. 2 und Tab. 2). Nach ihrer Entstehung breiten diese Wassermassen sich über die globale Tiefenwasserzirkulation (BROECKER & TAKAHASHI 1985) aus und vermischen sich bei gleicher Dichte mit über- oder unterlagernden Wassermassen. Aufgrund ihrer markanten physikochemischen Extremwerte ist es dennoch möglich, Anteile der jeweiligen Wassermassen weit entfernt von ihrem Entstehungsort zu unterscheiden (siehe auch: SIEDLER et al. 1996).

Das Oberflächenwasser des ACC ist durch zwei Wassermassen gekennzeichnet: das Subantarktische und das Antarktische Oberflächenwasser (SASW und ASW). Das SASW erstreckt sich südlich der Subtropischen Front bis zur Polarfront, von Nord nach Süd nehmen die Temperatur und der Salzgehalt dieser Wassermasse ab, während die Sauerstoffkonzentration zunimmt (WHITWORTH & NOWLIN 1987). Südlich der Polarfront befindet sich das kalte, sauer- und nährstoffreiche ASW (WHITWORTH & NOWLIN 1987).



**Abb. 2:** Hydrographischer Schnitt der potentiellen Temperaturen durch den Südatlantik entlang des Nullmeridians vom Äquator bis in die Antarktis (aus SCHMIEDL 1995, verändert nach REID 1989). AABW = Antarktisches Bodenwasser, AAIW = Antarktisches Zwischenwasser, CDW = Zirkumpolares Zwischenwasser, LCDW = Unteres Zirkumpolares Tiefenwasser, NADW = Nordatlantisches Tiefenwasser, UCDW = Oberes Zirkumpolares Tiefenwasser, WSBW = Weddell-Meer Bodenwasser.

Antarktisches Zwischenwasser (AAIW) entsteht hauptsächlich zwischen der Polarfront und der Subantarktischen Front im gesamten südlichen Ringozean aus der Vermischung von an der Polarfront absinkendem ASW und dem SASW aus der Subantarktischen Zone. Das AAIW fließt oberhalb des Oberen Antarktischen Zirkumpolaren Tiefenwassers (UCDW) im Atlantik bis 30° N nordwärts (TALLEY 1996, SCHMID ET AL. 2000). Zwischen 30° - 35° S befindet sich der Wasserkörper in einer Wassertiefe von 1 km und steigt auf 0,8 km am Äquator an (REID 1989, FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988). Es ist nährstoffarm, salzarm und sauerstoffreich (WHITWORTH & NOWLIN 1987).

Die Tiefen- und Bodenwassermassen des ACC setzen sich aus dem Antarktischen Bodenwasser (AABW), dem Nordatlantischen Tiefenwasser (NADW) und dem Antarktischen Zirkumpolaren Tiefenwasser (CDW) zusammen.

Das Antarktische Bodenwasser (AABW) ist die am tiefsten gelegene Bodenwassermasse im ACC und ist durch sehr niedrige Temperaturen, mittlere Salz-, hohe Nährstoff- und hohe Sauerstoffgehalte gekennzeichnet (PETERSON & WITWORTH 1989, REID 1989, BOSWELL & SMYTHE-WRIGHT 2002). Das AABW wird hauptsächlich im Weddellmeer und im Rossmeer gebildet (CARMACK & FOSTER 1977, FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988, HELLMER 1989). ORSI ET AL. (1999) charakterisieren das AABW allgemein als Wassermasse, die alle Anteile nicht-zirkumpolaren Wassers antarktischen Ursprungs umfasst (siehe auch MANTYLA & REID 1983 und 1995). Nach Osten breitet sich das AABW mit dem ACC und nach Norden durch den Südsandwich-Graben in den westlichen Südatlantik aus. Dort nimmt es die tiefen Bereiche (> 4000 m) des Argentinien- und Brasilbeckens (Abb. 1) ein (WÜST 1935). Der mittelatlantische bzw. der atlantisch-indische Rücken verhindern weitestgehend die Ausbreitung des AABW in den östlichen Südatlantik. Der Durchlass für das AABW in das Angola- und Guineabecken stellt die Romanche-Störungszone dar, in diesen Becken erfolgt dann eine Vermischung mit NADW. Das Tiefenwasser des Angolabeckens wird unterhalb von 4800 m durch einen Zutrag von 20 - 30 % AABW beeinflusst (VAN BENNEKOM & BERGER 1984). Auch im Agulhasbecken ist in Tiefen von mehr als 4000 m das Tiefenwasser durch AABW charakterisiert, das über die Prinz Edward Störungszone in das Becken gelangt (BOSWELL & SMYTHE-WRIGHT 2002). Über dem AABW befindet sich CDW.

**Tab. 2:** Mittlere Wassertiefen, potentielle Temperaturen und Salzgehalte bedeutender Wassermassen im Südatlantik (zusammengestellt nach EMERY & MEINCKE 1986, REID 1989, PETERSON & STRAMMA 1991).

Wassermasse	Abkürzung	Wassertiefe [m]	pot. Temperatur [°C]	Salzgehalt [‰]
Subantarktisches Oberflächenwasser	SASW	0 - 500	5 - 10	34,8 – 35,5
Antarktisches Oberflächenwasser	ASW	0 - 200	-1,5 - 1	34,0 – 34,5
Antarktisches Zwischenwasser	AAIW	500 - 1000	3 - 6	33,8 – 34,8
Oberes Zirkumpolares Tiefenwasser	UCDW	1000 - 1600	2 - 5	34,6 – 34,7
Nordatlantisches Tiefenwasser	NADW	1500 - 4000	1,5 - 4	34,8 – 35,0
Unteres Zirkumpolares Tiefenwasser	LCDW	Kap- und Agulhasbecken >4000	0,1 - 2	34,8 – 35,0
Antarktisches Bodenwasser	AABW	Südliche Becken >4000	-0,7 - 0	34,6 – 34,7

Eine weitere wichtige Tiefenwassermasse im ACC ist das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW). NADW wird im Nordatlantik aus verschiedenen Wassermassen gebildet (SMETHIE & FINE 2001) und fließt in Tiefen zwischen 1500 und 4000 m oberhalb des AABW und des Unteren Zirkumpolaren Tiefenwassers (LCDW) süd-

wärts. Beim Auftreffen des NADW auf den ACC bei etwa 40 bis 50° S wird das NADW nach Osten abgelenkt, wird Teil des ACC und fließt weiter in den indischen und pazifischen Ozean. Durch Vermischungsprozesse mit anderen Wassermassen und dem Kontakt mit der Atmosphäre verliert das NADW allmählich seinen ursprünglich hohen Salz- und Sauerstoffgehalt, während der Nährstoffgehalt zunimmt. Dennoch ist das Salzgehaltsmaximum auch noch zu erkennen, wenn das modifizierte NADW als Antarktisches Zirkumpolares Tiefenwasser (CDW) über die Drake-Passage wieder in den Atlantik zurückkehrt (REID 1989). Der Wassermassen-ausstrom aus dem Südatlantik wird zum Teil durch einen Rückstrom von Oberflächen- und Zwischenwassermassen aus dem Indik über den Agulhas-Strom (GORDON 1986, RINTOUL 1991, GORDON ET AL. 1992) kompensiert.

Im Tiefenbereich von 500 bis 2500 m besteht der ACC zu einem großen Teil aus CDW, das sich aus der Vermischung von NADW mit Weddellmeer-Bodenwasser (WSBW) und Zwischenwasser aus dem Pazifik und Indik bildet (BROECKER & TAKAHASHI 1985). Dies führt zu dem für diese Wassermasse typischen breiten Temperatur- und Salzgehaltsbereich (EMERY & MEINCKE 1986). Nördlich von 40 bis 50° S trifft das CDW auf das von Nord nach Süd strömende, im Vergleich zum CDW wärmere, salz- und sauerstoffreichere NADW und teilt sich in ein Unteres (LCDW) und in ein Oberes (UCDW) Antarktisches Zirkumpolares Tiefenwasser auf. Das LCDW breitet sich über den Atlantisch-Indischen Rücken nach Norden aus und füllt anstatt des AABW die tiefsten Bereiche des Kap- und Agulhasbeckens bis in eine Wassertiefe von etwa 4000 m als eine kalte, sauerstoffarme und dichte Wassermasse (REID 1989). Das UCDW fließt in Tiefen zwischen 1000 und 1600 m unterhalb des AAIW und oberhalb des NADW nach Norden. Aufgrund des geringeren Sauerstoffgehalts und des hohen Nährstoffgehalts lässt sich die Wassermasse von den über- und unterlagernden Wassermassen im gesamten Südatlantik unterscheiden (REID 1989).

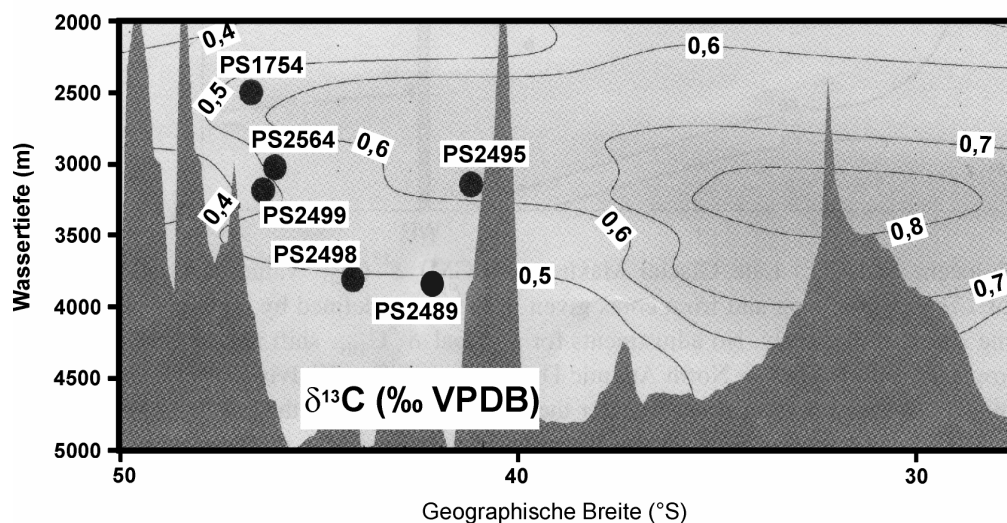
Die heutige Tiefenwasserkonfiguration im Südatlantik ist also von einer verstärkten Asymmetrie geprägt: die Ausbreitung von Tiefen- und Bodenwassermassen südlicher Herkunft ist in den westlichen Becken größer. Dies wird im  $\delta^{13}\text{C}$ -Muster des gelösten anorganischen Kohlenstoffs der verschiedenen Wassermassen sichtbar. Unterhalb von 4000 m liegen in den westlichen atlantischen Becken die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ -Werte etwa bei 0,4 ‰ (AABW). Im Hauptbereich des NADW im Westen zwischen 2000 und 4000 m und im Osten zwischen 2000 m und dem Grund des Guinea- und des Angola-Beckens liegen die Werte bei 0,9 ‰ (KROOPNICK 1985). Entlang der drei Kernpositionen am Mittelatlantischen Rücken bewegen sich die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ -Werte zwischen 0,5 ‰ bis 0,6 ‰, die die weiter östlich liegenden Kerne umgebenden Wassermassen weisen Werte von 0,5 ‰ (PS2489-2 und PS2564-3) und 0,55 ‰ (PS1754-1) auf (Abb. 3) (MACKENSEN ET AL. 1993a, 1996 und 2001). Je kleiner die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ -Werte sind, desto mehr LCDW ist rezent der sich sonst aus Anteilen von NADW zusammensetzenden Wassermasse an der Kernposition beigemischt (MACKENSEN ET AL. 2001).

### 2.3 Primärproduktion im Oberflächenwasser

Benthische Foraminiferen leben auf und im Sediment am Meeresboden. Sie sind abhängig von der Zufuhr an organischer Substanz aus dem Oberflächenwasser. Remineralisierte organische Substanz aus der produktiven Zone und aus den unterlagernden Wassermassen ist das Ausgangsmaterial für die Primärproduktion

im Oberflächenwasser. Nur etwa 10 % der hier ursprünglich gebildeten organischen Substanz wird in tiefere Wasserschichten exportiert (SARNTHEIN ET AL. 1988, BERGER ET AL. 1989), im Sediment selbst werden nur noch etwa 0,1 - 1 % akkumuliert (BERGER ET AL. 1989).

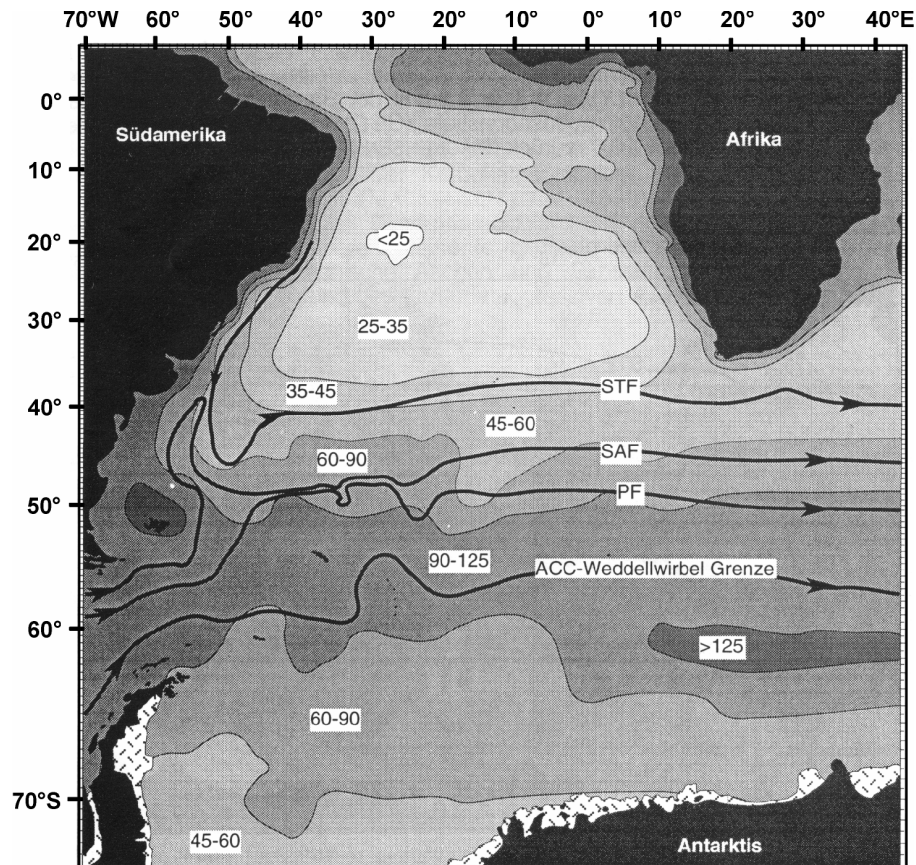
Der weitaus größte Teil des zentralen und westlichen Südatlantiks ist mit Werten unter  $45 \text{ g C m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$  oligotroph. Weiter südlich zwischen  $40$  bis  $55^\circ \text{ S}$  steigt die Produktion im Oberflächenwasser wieder an, da sie generell entlang der ozeanographischen Fronten wie der Subtropischen, der Subantarktischen und der Polarfront des ACC erhöht ist (BERGER 1989, WEFER & FISCHER 1991, SMETACEK ET AL. 1997, FRONEMANN ET AL. 2000, READ ET AL. 2002, STRASS ET AL. 2002). Die Primärproduktion in der PFZ und damit auch die Exportflüsse unterliegen starken saisonalen Schwankungen. Innerhalb kurzer Zeiträume von ein bis drei Monaten während und nach Hochproduktionsperioden wurden hohe Flussraten gemessen (WEFER & FISCHER 1991). Die berechnete jährliche Primärproduktion in der Polarfrontzone (PFZ) ist mit etwa  $80 \text{ g C m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$  wesentlich höher als die deutlich niedrigere jährliche Primärproduktion des Südpolarmeeres (südlich von  $50^\circ \text{ S}$ ) von etwa  $26 \text{ g C m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$  (WEFER & FISCHER 1991). ANTOINE ET AL. (1996) geben für die Primärproduktionsrate im ACC Werte zwischen  $40 - 50 \text{ g C m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$  an (aus Fernerkundungsdaten ermittelt) (Abb. 4). Neuere Abschätzungen der durchschnittlichen Primärproduktion im Südpolarmeer (in diesem Falle südlich der Subantarktischen Front) ergeben ebenfalls ähnliche Werte zwischen  $30 - 40 \text{ g C m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$  (PRIDDLE ET AL. 1998).



**Abb. 3:** Verteilung der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ -Werte entlang eines meridionalen Schnittes im Südatlantik zwischen  $50^\circ \text{ S}$  und  $25^\circ \text{ S}$  (verändert nach MACKENSEN ET AL. 2001). Die untersuchten Kerne sind entsprechend ihrer geographischen Breite und Wassertiefe eingetragen.



Eine nach BERGER (1994) abgeschätzte Primärproduktion ergibt für den Mittelatlantischen Rücken an der Station PS2495  $35\text{-}60 \text{ g C m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$  und an den Stationen PS2498 und PS2499 zwischen  $60\text{-}100 \text{ g C m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$ . Die nach STEIN (1991) berechnete Primärproduktion der Kerne zwischen  $41^\circ \text{ S}$  und  $46^\circ \text{ S}$  auf dem Mittelatlantischen Rücken liegt während der letzten 4000 Jahre bei Werten zwischen  $46\text{-}58 \text{ g C m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$  (Kern PS2495:  $46 \pm 1 \text{ g C m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$ , Kern PS2498:  $58 \pm 4 \text{ g C m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$ , Kern PS2499:  $54 \pm 6 \text{ g C m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$ ) (MACKENSEN ET AL. 2001).



**Abb. 4:** Übersichtskarte über die Primärproduktion im Südatlantik (verändert nach SCHUMACHER 2001). Die Angabe der Primärproduktion erfolgt in  $\text{gC m}^2/\text{a}$  (nach BERGER ET AL. 1987 und BERGER 1989). Mit angegeben sind die Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstroms (ACC) nach PETERSON & STRAMMA (1991): STF, SAF und PF.

### 2.4 Meereisgrenzen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres

Meereis reagiert sehr sensibel auf Insolationsänderungen sowohl auf der Nordhalbkugel als auch auf der Südhalbkugel. Dies zeigen Rekonstruktionen der Veränderung der Wintermeereisverbreitung im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres (CROSTA ET AL. 1998, GERSONDE & ZIELINSKI 2000, GERSONDE ET AL. 2003). Die Bedeutung der Meereisverbreitung bei der Rekonstruktion der Paläoumwelt im Wechsel Kalt-/Warmzeit liegt in ihrem Einfluß auf den Salzfluss in den tiefen Ozean und damit auf die Bildung von Tiefen- und Bodenwassermassen. Während der Kaltzeiten ist auch der Austausch von Gasen und Dampf zwischen dem Ozean und der Atmosphäre verringert, da wesentlich größere Flächen mit Meereis bedeckt sind.

Außerdem spielt die Meereisbedeckung für die biologische Aktivität in der Wassersäule eine entscheidende Rolle und beeinflusst somit die Höhe der Exportproduktion (HAYS ET AL. 1976, GERSONDE & ZIELINSKI 2000).

Die heutige Meereisverteilung im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres wird durch extreme saisonale Variationen charakterisiert, im Winter erreicht das Eis eine maximale Ausdehnung von ca.  $19 \times 10^6 \text{ km}^2$ , im Sommer schmilzt es auf ein Minimum von ca.  $3,5 \times 10^6 \text{ km}^2$  zurück (GLOERSEN ET AL. 1992). Die Wintermeereisgrenze liegt heute bei etwa  $55^\circ \text{ S}$ , während der glazialen Maxima im Marinen Isotopenstadium 4 und 2 (MIS4 und MIS2) lag sie bei etwa  $47 - 49^\circ \text{ S}$ , reichte also bis in den südlichen Teil der heutigen Polarfrontzone hinein (CROSTA ET AL. 1998, GERSONDE & ZIELINSKI 2000). Den Rekonstruktionen zufolge befand sich die Sommermeereisgrenze während glazialer Maxima im Bereich der heutigen Wintermeereisgrenze. Mit der nordwärtigen Verschiebung der Meereisgrenze während der Kaltzeiten ist auch eine Verschiebung des Silikathochproduktionsgürtels nach Norden verbunden. Eine Ausdehnung des Meereises auf  $47$  bis  $49^\circ \text{ S}$  während der MIS4 und MIS2 würde bis an die Positionen der südlichsten Kerne aus dieser Arbeit heranreichen, die Auswirkung ist im Kern PS2499-5/1 deutlich zu erkennen: während der Kaltzeiten treten silikatische Ablagerungen an die Stelle der karbonatischen Lithologie.

### 3 Material und Methoden

#### 3.1 Probenmaterial

Das bearbeitete Sedimentmaterial zur Untersuchung der benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen und der Zusammensetzung der stabilen Isotope der karbonatischen Gehäuse benthischer Foraminiferen stammt aus Schwere- und Kolbenloten (SL und KOL) und Multicorer-Proben (MUC) (Tab. 3).

**Tab. 3:** Übersicht über den Kerntyp, die Kernlänge, die geographische Position, die Wassertiefe und die Lage im ACC der untersuchten Sedimentkerne und Multicorer-Proben.

Kernnummer	Kerntyp	Kernlänge	Latitude/Longitude	Wassertiefe	Geographische Position	Lage im ACC
PS1754-1	SL	3,56 m	46°46,2'S/ 7°36,7'E	2519 m	Meteor-Rücken	PFZ
PS2489-2	KOL	12,84 m	42°52,4'S/ 8°58,4'E	3794 m	Agulhas-Rücken	SAZ
PS2489-4	MUC					
PS2495-3	SL	9,05 m	41°16,5'S/ 14°29,4'W	3134 m	Mittelatlantischer Rücken, Ostflanke	SAZ
PS2498-1	SL	11,61 m	44°09,2'S/ 14°13,7'W	3783 m	Mittelatlantischer Rücken, Ostflanke	SAZ
PS2498-2	MUC					
PS2499-5	KOL	15,53 m	46°30,7'S/ 15°20'W	3175 m	Mittelatlantischer Rücken, Westflanke	PFZ
PS2499-1	MUC					
PS2564-3	KOL	10,92 m	46°08,5'S/ 35°53,9'E	3034 m	SW-Indischer Rücken	PFZ
PS2564-2	MUC					

Die untersuchten Schwere- und Kolbenlote und Multicorer-Proben wurden zwischen 1989 und 1994 während der Fahrtabschnitte ANTVIII/3, ANTXI/2 und ANTXI/4 des Forschungsschiffs „Polarstern“ gewonnen. Die Sedimentkerne PS2495-3, PS2498-1 und PS2499-5 wurden auf einem Nord-Süd-Transect entlang des südlichen Mittelatlantischen Rückens zwischen 41° S und 46° S gewonnen (Abb. 1). Die Kerne PS2495-3 und PS2498-1 sind auf der östlichen Flanke, Kern PS2499-5 auf der westlichen Flanke des Rückens genommen worden. Da die beiden Kerne PS2495-3 und PS2499-5 aus annähernd der gleichen Wassertiefe stammen, die an beiden Stationen fast der maximalen Höhe des Mittelatlantischen Rückens entspricht, ist davon auszugehen, dass rezent zwischen den beiden Kernlokalationen kein grundsätzlicher hydrographischer Unterschied besteht mit Ausnahme einer Abnahme des Einflusses des NADW von Nord nach Süd.

Zusätzlich zu den Sedimentkernen wurden an den Stationen PS2489, PS2498, PS2499 und PS2564 auch Multicorer-Proben genommen, um eine weitgehend unge-

störte Sedimentoberfläche beproben zu können. Bei diesen Kernen erfolgte eine Parallelisierung der Sedimentabfolge von Sedimentkern und Multicorer (MUC) (siehe dazu auch Kapitel 3.3). Im Folgenden wird für die kombinierten Sedimentabfolgen („kombinierter Kern“) diese Bezeichnung verwendet: PS2498-1/2, PS2499-5/1, PS2489-2/4, PS2564-3/2 (die erste Zahl nach dem Bindestrich entspricht der Kernnummer, die zweite der Multicorer-Probe). Die Anzahl der gezählten toten Individuen aus dem MUC PS2564-3 sind aus SCHUMACHER (2001) entnommen, die Anzahl benthischer Foraminiferen im Kern PS1754-1 wurde von P.I. Steinsund bestimmt (unveröffentlichte Daten).

Die gemessenen  $\delta^{13}\text{C}$ -Signale der Gehäuse ausgewählter benthischer Foraminiferenarten ermöglichen Aussagen über die Art des Tiefenwassers. Nach MACKENSEN ET AL. (2001) passen die für das Holozän gemessenen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, die gleichzeitig den niedrigsten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten während des Holozän entsprechen, sehr gut zu den an der Position der Kerne PS2495-3, PS2498-1/2 und PS2499-5/1 jeweils angenommenen Wert des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  der Bodenwassermasse (Tab. 4). So zeigt der nördlichste Kern klar seine Position im NADW an, während die beiden südlicheren Kerne eine Position im Mischungsbereich von CDW ( $<0,4\text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) und NADW ( $>0,6\text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) einnehmen. Aus diesen Werten geht der abnehmende Einfluß des NADW und die steigende Beimischung von CDW mit zunehmender südlicher Breite deutlich hervor.

Die bearbeiteten Kerne der vorliegenden Arbeit liegen alle im Bereich der Zonen des ACCs im Südatlantik und dem angrenzendem westlichen Südindik und befinden sich damit für Rekonstruktionen latitudinaler Bewegungen der Fronten im Wechsel von Glazial/Interglazial in einer sehr sensiblen Position. Die Frontenbewegungen sollten also auch in dem ausgewählten Probenmaterial dokumentiert sein. Die latitudinale Verschiebung der Fronten wird über eine Veränderung der Produktivität im Oberflächenwasser und dem daraus abgeleiteten Fluss an organischem Material zum Meeresboden abgeleitet. Dieser wiederum bestimmt entscheidend die Faunenausbildung. Sofern möglich, wird also die Verschiebung der an die Fronten gebundenen Hochproduktionsbereiche im Rahmen der stattgefundenen Klimawechsel aus benthischen Foraminiferenfaunen rekonstruiert und nicht die Fronten im eigentlichen Sinne.

**Tab. 4:** Ozeanographische Informationen und die kennzeichnenden  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ -Werte der Wassermasse an den einzelnen Kernpositionen.

Kernnummer	Wassermasse (rezent)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ [‰]
		(MACKENSEN ET AL. 1993a, 1996 und 2001)
PS1754-1	Mischungsbereich LCDW/NADW	0,55
PS2489-2	Mischungsbereich LCDW/NADW	0,5
PS2495-3	NADW	$>0,6$
PS2498-1	Mischungsbereich LCDW/NADW	$\leq 0,5$
PS2499-5	Mischungsbereich LCDW/NADW	$<0,5$
PS2564-3	LCDW	0,5

### 3.2 Probenaufbereitung

Das Beprobungsintervall der Sedimentkerne beträgt zwischen 5 cm (PS1754-1, PS2489-2), 10 cm (PS2495-3, PS2498-1, z. T. PS2499-5, PS2564-3) und 20 cm (z. T. PS2499-5). Jeweils 5 Multicorer-Rohre ( $\varnothing$  6 cm) wurden pro Station beprobt, wobei die obersten 5 cm zentimeterweise sowie die Intervalle 7 - 8 cm, 10 - 11 cm und 14 - 15 cm in Scheiben beprobt wurden und anschließend jeweils pro Teufe in Vierkant-Weithals-Flaschen gefüllt und in mit Bengalrosa gefärbtem Ethanol konserviert wurden.

Die Proben der Sedimentkerne und der Multicorer wurden über einem 63  $\mu$ m-Sieb vorsichtig gewaschen und anschließend getrocknet. Dann wurde die Fraktion  $>63$   $\mu$ m noch einmal mit einer Maschenweite von 125  $\mu$ m gesiebt. Bei den Kernen PS1754-1, PS2495-3, PS2498-1 und PS2499-5 wurde die Ton-, Silt- und Sandfraktion der Gesamtprobe gewogen (Trockengewicht). Für die Kerne PS2489-2 und PS2564-3 liegen nur die Trockengewichte der Fraktion zwischen 63 und 2000  $\mu$ m vor (unterteilt in 63 - 125  $\mu$ m und 125 - 2000  $\mu$ m). Das Trockengewicht der Multicorer-Proben wurde über das in der Vierkant-Weithals-Flasche eingenommene Volumen berechnet.

Die Fraktion  $>125$   $\mu$ m wurde für die Faunenanalyse der benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen verwendet. Diese Korngrößenklasse wurde gewählt, um den Vergleich mit einigen in der Literatur beschriebenen Untersuchungen an benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen und am Alfred-Wegener-Institut erfolgten Arbeiten zur Ökologie an rezenten benthischen Foraminiferen zu ermöglichen (MACKENSEN ET AL. 1990, 1993a und 1995, HARLOFF & MACKENSEN 1997, SCHMIEDL ET AL. 1997, MACKENSEN ET AL. 2000, SCHUMACHER 2001, LICARI ET AL. 2003). Dennoch sollte dabei nicht vergessen werden, dass die Untersuchung der Fraktion 63 - 125  $\mu$ m in bestimmten Regionen wie z. B. dem arktischen Ozean wichtig ist, da kleinwüchsige Arten einen großen Anteil an dieser Fraktion stellen können und sich eine bedeutende Verschiebung in der Artenzusammensetzung der Vergesellschaftungen ergeben kann (SCHRÖDER ET AL. 1987, WOLLENBURG & MACKENSEN 1998a und b). Betroffene Arten sind u. a. *Epistominella exigua* und *Eponides pusillus* (SCHRÖDER ET AL. 1987). In den in dieser Arbeit untersuchten Kernen tritt *E. exigua* in der Fraktion  $>125$   $\mu$ m bereits so häufig auf, dass sie statistisch signifikant wird und davon ausgegangen werden kann, dass das Weglassen der Fraktion 63 - 125  $\mu$ m zu keiner die Interpretation verfälschenden Verzerrung führt.

Im Kern PS2499-5 ist während der Kaltzeiten kaum oder kein Karbonat vorhanden, daher konnten Proben nur aus den Kernbereichen zwischen 17 bis 57 cm, 917 cm bis 1177 cm und 1377 bis 1517 cm hinsichtlich der benthischen Foraminiferenfaunen und der stabilen Isotope bearbeitet werden. Aufgrund der hohen stratigraphischen Auflösung des Kerns PS2489-2 wurden nur alle 10 cm benthische Foraminiferen ausgezählt. Dieser Kern wurde für diese Arbeit bis zu einer Tiefe von 579 cm bearbeitet. Am Kern PS1754-1 konnten nur die Proben bis zu einer Kernlänge von 170 cm bearbeitet werden, da die ältere Sedimentabfolge des Kerns erheblich gestört ist.

Die Auszählungen und Artenbestimmungen der benthischen Foraminiferen erfolgten mit einem Binokular (Zeiss SV8). Aus den Multicorer-Proben wurden nur die ungefärbten Gehäuse gezählt und bestimmt. Um eine signifikante Menge an Daten

für die statistische Analyse zu gewinnen, wurden im Durchschnitt 300 benthische Foraminiferengehäuse pro Probe gezählt (IMBRIE & KIPP 1971, MURRAY 1991, SCHMIEDL & MACKENSEN 1997). Bei zu großer Probenmenge ist die Probe mittels eines Mikroprobenteilers auf eine statistisch repräsentative Teilmenge reduziert worden, diese wurde dann ausgezählt und im Anschluss wieder auf die Gesamtprobenmenge extrapoliert. Auf die ermittelten Daten kann im Internet über das Informationssystem PANGAEA (<http://www.pangaea.de>) zugegriffen werden.

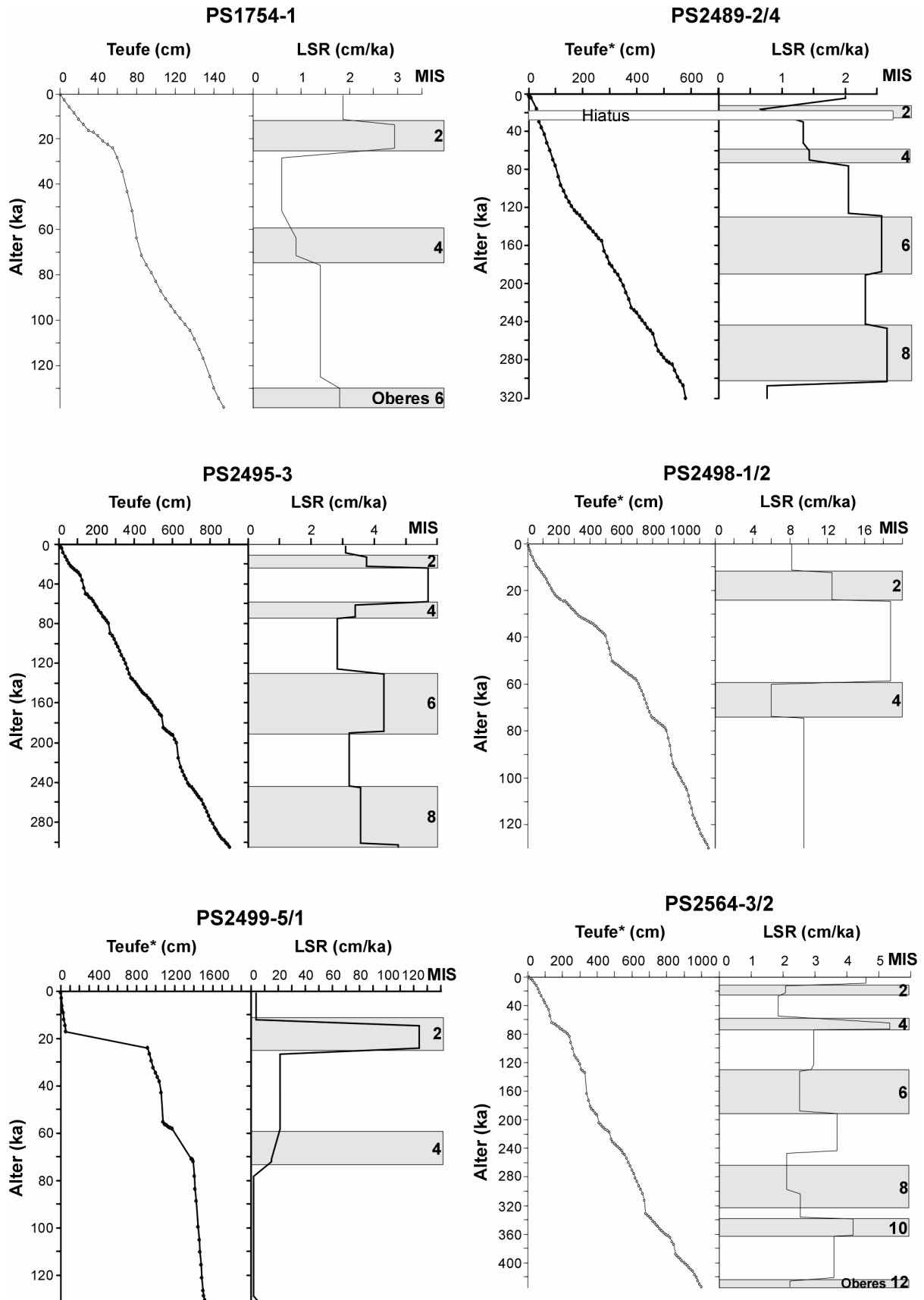
Die Erfassung der sedimentologischen und sedimentphysikalischen Parameter wie z. B. des organischen Kohlenstoffs, des Karbonatgehaltes und der Trockendichte des Sediments erfolgte z. T. bereits auf „FS Polarstern“ bzw. in den Laboren des Alfred-Wegener-Instituts (für PS1754-1: FRANK 1996; für PS2489-2/3: BECQUEY & GERSONDE 2003; für PS2495-3, PS2498-1/2, PS2499-5/1 und PS2654-2/3: DIEKMANN & KUHN 1997, DIEKMANN ET AL. 1999 und MACKENSEN ET AL. 2001). Die Karbonatgehalte sind in der Regel während der Glazialzeiten und der kälteren Interglazialzeiten erniedrigt, in den Interglazialzeiten im Vergleich dazu erhöht (G. Kuhn, unveröffentlichte Daten). Genau umgekehrt verhält es sich mit den Gehalten an organischem Kohlenstoff, sie sind generell während der Glazialzeiten und der kälteren Interglaziale erhöht, in den Interglazialzeiten erniedrigt (MACKENSEN ET AL. 2001, für Kern PS2564-3/2: G. Kuhn, unveröffentlichte Daten).

### 3.3 Altersmodelle der Sedimentkerne

Für die Messung stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurden jeweils Individuen der Arten *Cibicidoides wuellerstorfi*, *Melonis zaandamae* und *Melonis pompilioides* analysiert. Alle Messungen wurden mit einem Massenspektrometer des Typs Finnigan MAT 251 im Isotopenlabor des Alfred-Wegener-Instituts ausgeführt. Die Isotopenverhältnisse werden in  $\delta$ -Notierungen gegen den Standard NBS 19 (National Bureau of Standards) angegeben. Die externe Reproduzierbarkeit belief sich auf 0,08 ‰ für Sauerstoff- und auf 0,06 ‰ für Kohlenstoffisotope. Die genaue Messmethodik ist in MACKENSEN (1997) dokumentiert.

Um eine möglichst genaue Altersauflösung im Holozän zu erhalten, wurde, sofern vorhanden, die jeweiligen  $\delta^{18}\text{O}$ -Datensätze der Schwere- oder Kolbenlote um die  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten der an derselben Position genommenen Multicorer-Proben ergänzt. Dies war bei folgenden Kernen möglich: PS2489-2, PS2498-1, PS2499-5, PS2564-3 (Tab. 5). In den Abbildungen sind diese kombinierten Tiefen mit einem Sternchen (\*) versehen. Aufgrund der Kombination der Sedimentkerne mit den dazugehörigen Multicorer-Proben ist die zeitliche Auflösung im Holozän wesentlich höher als in den älteren Kernabschnitten.

Die Alterseinstufung der Kerne erfolgte dann über den graphischen Vergleich der kombinierten  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven mit der SPECMAP-Kurve (IMBRIE ET AL. 1984) und den von MARTINSON ET AL. (1987) verwendeten Datierungen. Zur Verifizierung der Altersmodelle der Kerne PS2489-2, PS2495-3, PS2498-1, PS2499-5, PS2564-3 wurden etwa 10 AMS<sup>14</sup>C-Datierungen pro Kern herangezogen. Für den Kern PS2564-3 ist das Altersmodell in dieser Arbeit dokumentiert. In Abbildung 5 sind alle Altersmodelle der in dieser Arbeit bearbeiteten Kerne enthalten.



**Abb. 5:** Alters-Tiefendarstellungen und lineare Sedimentationsraten (LSR) an den untersuchten Kernstationen.

Für den Vergleich aller kombinierten Multicorer- und Kernprofile untereinander wurden die gegen das jeweilige Alter aufgetragenen Parameter unter Verwendung des Computer-Programmes „AnalySeries“ von PAILLARD ET AL. (1992) in 1000er Jahres-Schritten interpoliert.

Die Sedimentationsraten schwanken im Südatlantik stark: Nördlich der Polarfront liegen die Sedimentationsraten zwischen 1,5 und 2,5 cm/ka, während zwischen der Polarfront und der nördlichen Wintermeereisgrenze die Sedimentationsraten auf Werte zwischen 9 und 75 cm/ka ansteigen (FÜTTERER 2000). Auch in den untersuchten Sedimentkernen variieren die linearen Sedimentationsraten stark (Abb. 5). Die Schwankungsbreiten sind in Tabelle 5 wiedergegeben.

**Tab. 5:** Alter der untersuchten Kerne mit entsprechenden Referenzen sowie die Minimal- und die Maximalwerte der linearen Sedimentationsraten.

Kern-nummer	Maximales Kernalter [Jahre]	Referenz für Altersmodell	Verwendete Art für Isotopenanalyse	Minimalwert der LSR [cm/ka]	Maximalwert der LSR [cm/ka]
PS1754-1	138 670	FRANK 1996	<i>M. zaandamae</i>	0,6	2,9
PS2489-2/4	in dieser Arbeit nur bis 321 000 Jahre bearbeitet	BECQUEY & GERSONDE 2003	<i>C. wuellerstorfi</i>	0,7	2,6
PS2495-3	305 000	MACKENSEN ET AL. 2001	<i>C. wuellerstorfi</i>	2,8	5,7
PS2498-1/2	129 800	MACKENSEN ET AL. 2001	<i>Cibicidoides</i> spp.	6,0	18,7
PS2499-5/1	131 000	MACKENSEN ET AL. 2001	<i>Cibicidoides</i> spp.	2,3	124,1
PS2564-3/2	434 500	diese Arbeit	<i>Cibicidoides</i> spp.	1,9	5,4

### 3.4 Taxonomie benthischer Foraminiferen

Die taxonomische Einstufung der benthischen Foraminiferen nach Gattung und Arten orientiert sich an JONES (1994) und LOEBLICH & TAPPAN (1988). Die Taxonomie der Foraminiferen im Untersuchungsgebiet ist in zahlreichen Arbeiten ausführlich beschrieben worden (MACKENSEN ET AL. 1990 und 1993a, SCHMIEDL ET AL. 1997 und SCHUMACHER 2001). Diese Arbeiten enthalten z. T. umfangreiche Synonymlisten sowie zahlreiche Fototafeln. Aus diesem Grund werden die gefundenen Arten zusammen mit einer Referenzliste im Anhang aufgeführt.

Insgesamt konnten in den bearbeiteten Kern- und Multicorer-Proben 172 Foraminiferenarten unterschieden werden. Die Anzahl der Arten reduziert sich auf 95, wenn nur die Kernproben betrachtet werden, da die Gehäuse vieler agglutinierender Foraminiferenarten nur ein geringes Fossilisationspotential zeigen.



### 3.5 Quantitative Analyse des Datensatzes

Die am häufigsten benutzte Methode zur Beschreibung von Mikrofossilvergesellschaftungen ist die Berechnung von relativen Anteilen der einzelnen Arten in einer Probe. Diese Methodik gibt einen guten Überblick über Veränderungen in der Zusammensetzung der Fossilgemeinschaften mit der Zeit.

Eine weitere Beschreibung der Foraminiferenfauna ist durch die Berechnung von numerischen Parametern, wie absolute Individuenhäufigkeiten, benthische Foraminiferenzahlen (BFZ), Benthische Foraminiferenakkumulationsraten (BFAR) und Individuen-Akkumulationsraten (INDAR), Diversitäten und Äquitäten möglich.

#### 3.5.1 Individuenhäufigkeit und Individuenakkumulationsraten

Als Individuenhäufigkeit bezeichnet man die Anzahl aller gezählten Gehäuse pro Art ( $n_1$ ) bezogen auf das Trockengewicht der Gesamtprobe (Individuen pro g Trockensediment):

$$\text{Individuenhäufigkeit} = \frac{n_1}{\text{Trockengewicht}} \quad [\text{n/g}]$$

Individuenakkumulationsraten (INDAR) beziehen sich auf Akkumulationsraten von Foraminiferengehäusen einer Art in der Probe (STRUCK 1992):

$$\text{INDAR} = \text{Individuenhäufigkeit} \cdot \text{LSR} \cdot \text{DBD} \quad \left[ \frac{\text{n}}{\text{cm}^2/\text{ka}} \right]$$

LSR: Lineare Sedimentationsrate [cm/ka]

DBD: Trockendichte [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]

#### 3.5.2 Benthische Foraminiferenzahl und benthische Foraminiferenakkumulationsraten

Die Anzahl aller gezählten benthischen Foraminiferengehäuse ( $n_2$ ) innerhalb einer Probe bezogen auf das Trockengewicht ist definiert als Benthische Foraminiferenzahl (BFZ).

$$\text{BFZ} = \frac{n_2}{\text{Trockengewicht}} \quad [\text{n/g}]$$

Das Produkt von BFZ, linearer Sedimentationsrate und Trockendichte ergibt die Akkumulationsrate für die benthischen Foraminiferengehäuse (BFAR sensu HERGUERA (1992)).

$$\text{BFAR} = \text{BFZ} \cdot \text{LSR} \cdot \text{DBD} \quad \left[ \frac{\text{n}}{\text{cm}^2/\text{ka}} \right]$$

Die Problematik der numerischen Bestimmung sowohl der INDAR und der BFAR liegt in der stratigraphischen Einordnung der Sedimente. Die dabei ermittelten linearen Sedimentationsraten stützen sich auf Altersfixpunkte, die von der subjektiven Einstufung des Bearbeiters und den Beprobungsintervallen abhängig sind.

Da für die Kerne PS2489-2 und PS2564-3 nur die Trockengewichte der Fraktion zwischen 63 und 2000  $\mu\text{m}$  vorliegen, werden die für diese Kerne berechneten Para-

meter mit einem „Apostroph“ gekennzeichnet (in den entsprechenden Tabellen und Abbildungen), um den Unterschied zu den anderen Kernen zu verdeutlichen. Demnach sind die Werte, die errechnet wurden, alle etwas zu hoch im Vergleich mit den anderen Kernen. Aus diesem Grund erfolgt kein direkter Vergleich der Zahlenwerte untereinander, sondern die relativen Fluktuationen werden miteinander verglichen.

### 3.5.3 Diversität und Äquität

Die Diversität  $H(S)$  wurde nach der „Shannon-Wiener-Informationsgleichung“ berechnet (BUZAS & GIBSON 1969). Sie macht eine Aussage über die Anzahl der Arten in Bezug auf die Anzahl der jeweiligen Individuen möglich und wird für eine Fauna mit der Artenzahl  $S$  maximal, wenn alle Arten gleiche Häufigkeiten besitzen. Arten mit geringen Häufigkeiten tragen daher nur wenig zum Wert von  $H(S)$  bei (SHANNON 1948, WIENER 1948).

$$H(S) = -1 \cdot \sum_{i=1}^S p_i \cdot \ln p_i$$

$S$ : Anzahl der Arten

$p_i$ : Anteil der  $i$ -ten Art (%/100)

Die Äquität vermittelt Informationen über die Gleichförmigkeit bzw. Heterogenität einer Fauna. Je kleiner sie ist, desto weniger Arten dominieren die Vergesellschaftung (BUZAS & GIBSON 1969), besitzen alle Arten die gleiche Häufigkeit, so ist die Äquität 1.

$$E = \frac{e^{H(S)}}{S}$$

### 3.5.4 Statistische Analyse

Bei der Bearbeitung von Mikrofossilvergesellschaftungen werden oft als Hilfsmittel zur ökologischen Interpretation der Verbreitungsmuster multivariate statistische Analysemethoden, wie eine Hauptkomponenten-, Faktoren- oder eine Clusteranalyse, verwendet. Sie ermöglichen es, die große Artenzahl der Fossilfaunen auf eine überschaubare Anzahl von Vergesellschaftungen zu reduzieren. Für die Beschreibung benthischer Foraminiferenvergesellschaftungen wird am häufigsten das Verfahren der Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse mit nachfolgender Varimax-Rotation durchgeführt (z. B. MACKENSEN ET AL. 1990 und 1995, SCHMIEDL & MACKENSEN 1997 und SCHMIEDL ET AL. 1997). Dieses Verfahren wurde auch in dieser Arbeit angewendet, dazu wurde das Programm SYSTAT (Version 5.2.1, 1990-1992) benutzt.

Bei der Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse werden verschiedene Objekte (Proben), die aus überwiegend gleichen Variablen (Arten) in ähnlichen Proportionen zusammengesetzt sind, zu Gruppen zusammengefasst. Dadurch wird die große Anzahl von Variablen auf eine kleine Anzahl von unabhängigen Variablen (Hauptkomponenten = principal component = PC, entspricht den Vergesellschaftungen) reduziert. Für eine detailliertere Beschreibung und mathematische Grundlagen der

Hauptkomponentenanalyse wird auf die Arbeiten von DAVIS (1986) und BACKHAUS ET AL. (1989) verwiesen.

Jede Rechenoperation liefert zwei Datenmatrizen:

**1. die Faktorladungsmatrix (Q-Mode Varimax Factor Loadings Matrix):**

Die Faktorladung gibt ein Maß für den Anteil der errechneten Vergesellschaftungen an den einzelnen Proben. Die Werte für die Faktorladung liegen zwischen -1 und 1, wobei in dieser Arbeit Faktorladungswerte ab  $\pm 0,4$  als statistisch signifikant betrachtet werden (MALMGREN & HAQ 1982) und deutlich den Einfluß einer Art innerhalb einer Probe zeigen.

Wie gut das gewählte Faktorenmodell die tatsächliche Artengemeinschaft der einzelnen Proben erklärt, wird durch die Kommunalität angegeben. Die Kommunalität ist die Summe der quadrierten Faktorladungen und ist bei einer vollständigen Erklärung der Ausgangsvarianz = 1, in allen anderen Fällen ist sie  $< 1$ .

**2. die Faktorwertematrix (Q-Mode Varimax Factor Scores Matrix):**

Die Faktorwerte geben ein Maß für die Größe des Anteils der einzelnen Arten an den errechneten Vergesellschaftungen an und können entsprechend den Faktorladungen positiv oder negativ sein.

Die Faktoren der Q-Mode-Analyse sollen nach Möglichkeit eine einfache Struktur besitzen, d. h. jeder Faktor soll durch eine kleine Zahl von Arten dominiert werden, um die Interpretation zu erleichtern. Aus diesem Grund wird das Basissystem, das durch die Faktoren aufgespannt wird, mit dem Ziel der Maximierung der Varianz rotiert. In der Literatur ist diese Rotation als Varimax-Rotation bekannt (REYMENT & JÖRESKORG 1993). Durch diese Rotation lassen sich die Faktoren besser im Sinne der Ausgangsvariablen interpretieren. Die Information, die in den unrotierten und den rotierten Faktoren enthalten ist, ist die gleiche.

Für die statistische Analyse wurden nur die Arten verwendet, die mindestens in zwei Proben auftraten und/oder mehr als 1% der Gesamtfaua ausmachten.

## 4 Ergebnisse

Der Großteil der fossil überlieferten benthischen Foraminiferen in allen sechs Kernen besteht aus kalkig-perforaten Gehäusen. Hohe Anteile an agglutinierten Foraminiferenarten mit geringem Fossilisationspotential sind nur nahe der Sedimentoberfläche und somit in den Multicorer-Proben zu finden. Im gesamten Kern tragen nur robustere agglutinierende Arten wie *Eggerella bradyi*, *Siphotextularia catenata* und *Martinotiella communis* zum Anteil der Textulariina an der gesamten Fossilfauna bei.

### 4.1 Prozentualer Anteil, Individuenhäufigkeit und Individuenakkumulationsrate

Für alle Arten wurde pro Probe der prozentuale Anteil der jeweiligen Art an der Gesamtf fauna, für ausgewählte Arten auch Individuenhäufigkeiten und INDAR berechnet. Betrachtet man die prozentualen Anteile einer Art im Vergleich zu den statistisch berechneten Faktorenladungen einer Vergesellschaftung mit derselben dominierenden Art, so zeigt sich, dass der Kurvenverlauf beider Parameter sehr ähnlich ist. Die Korrelation ist am größten, wenn die statistische Vergesellschaftung nur von einer Art dominiert wird und keine weiteren Arten assoziiert sind. Weiterhin zeigen auch die Individuenhäufigkeit und die Individuenakkumulationsraten der gleichen Art den Prozentsätzen und Faktorladungen ähnliche Fluktuationenmuster, dies ist beispielhaft in (Abb. 6) für den Kern PS2495-3 gezeigt.

In den folgenden Kapiteln wurde daher auf die Darstellung von Individuenhäufigkeiten und Individuenakkumulationsraten verzichtet und nur die Faktorladungen verwendet und dargestellt. Die Darstellung von prozentualen Anteilen von untergeordneten Arten wird dazu genutzt, ggf. zusätzliche Indikatoren für die Rekonstruktion der Paläoumwelt aufzuzeigen.

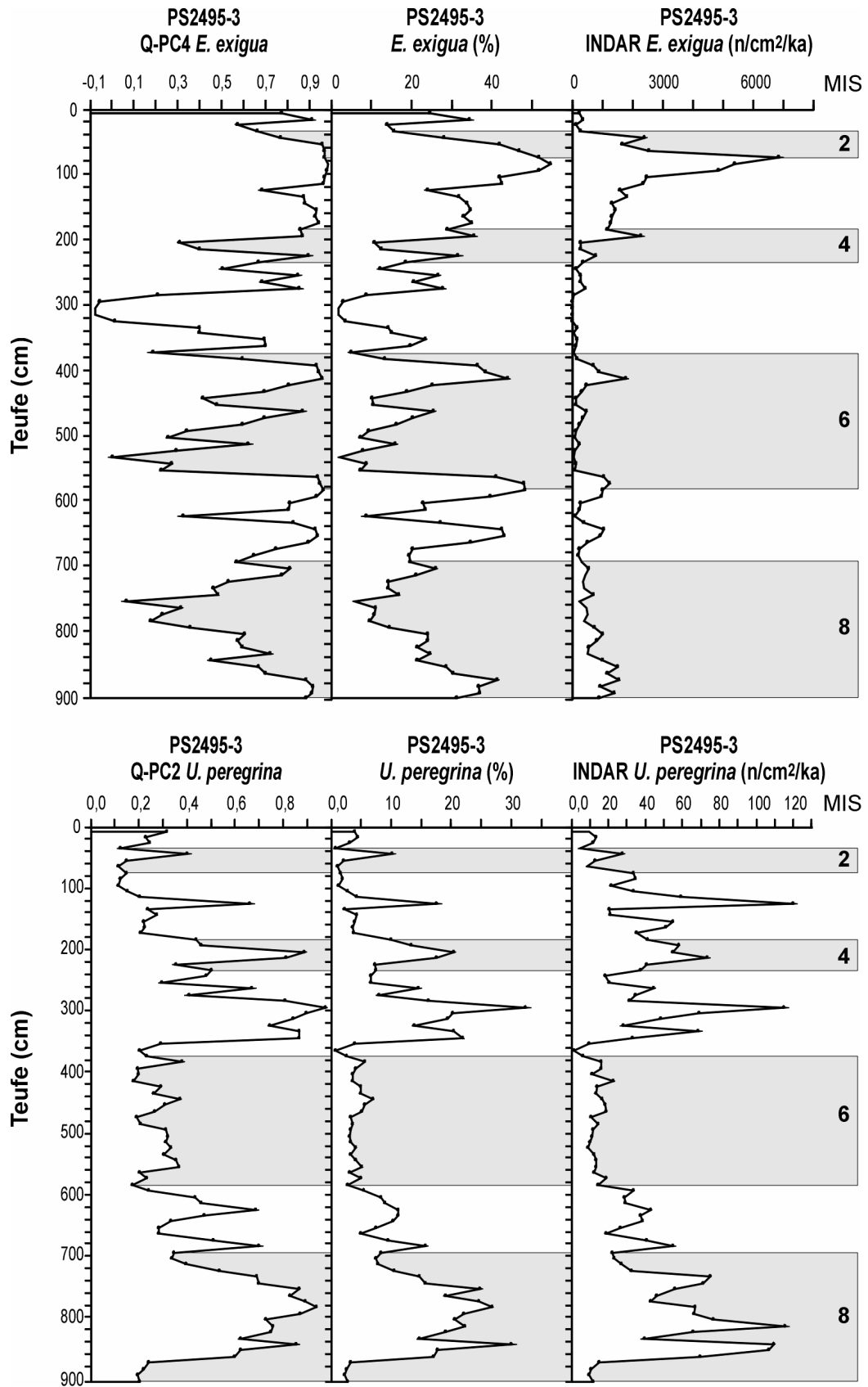
### 4.2 Spätquartäre Faunentrends und benthische Foraminiferenvergesellschaftungen

Um übergeordnete Faunentrends zu beschreiben, wurden die numerischen Faunenparameter Diversität, Äquität, Artenzahl, BFZ und BFAR für den jeweiligen kombinierten Kern (sofern ein MUC vorhanden war) berechnet (Tab. 6a bis 11a). Die Fluktuationen dieser Parameter über die gesamte Kernlänge sind jeweils in den Abbildungen 7a bis 12a dargestellt.

Über eine Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse wurden Foraminiferenvergesellschaftungen ermittelt (Tab. 6b bis 11b). Diese sind nach der (oder den) Art(en) benannt, die in der Faktorwertematrix innerhalb der jeweiligen Hauptkomponente den (die) höchsten Wert(e) hat. Die Fluktuationen dieser Parameter über die gesamte Kernlänge sind jeweils in den Abbildungen 7b bis 12b dargestellt.

#### 4.2.1 Der Kern PS1754-1

An der Station PS1754 konnten bis in 170 cm ungestörte Sedimente gewonnen werden, das entspricht einem Alter von 139 ka (FRANK, 1996). Dominiert wird die Sedimentabfolge von Foraminiferenschlammern, lithologische Wechsel zwischen Glazial- und Interglazialzeiten sind nicht erkennbar (GERSONDE & HEMPEL, 1990). Die



**Abb. 6:** Vergleich der Unterschiede in den Fluktuationen der Parameter Faktorladung, prozentualer Anteil und Individuenakkumulationsrate im Kern PS2495-3 am Beispiel von *Epistominella exigua* und *Uvigerina peregrina*.

linearen Sedimentationsraten variieren zwischen 0,6 und 2,9 cm/ka (Abb. 5). Sie sind im MIS4 deutlich geringer als im MIS2. Das MIS5 zeigt ähnliche Werte wie das MIS1, im MIS3 hingegen sind die niedrigsten Werte des in dieser Arbeit untersuchten Kernabschnitts zu finden.

Die Diversitäten, die Äquitäten und die Artenzahlen dieses Kerns sind in den Glazialzeiten erniedrigt und während der Interglazialzeiten erhöht. Ein Anstieg der drei Parameter ist ab Beginn des MIS2 bis in das MIS1 zu erkennen. Ebenso sind die BFZ und die BFAR in den älteren Sedimenten geringer als im MIS2 und MIS1 (Tab. 6a und Abb. 7a).

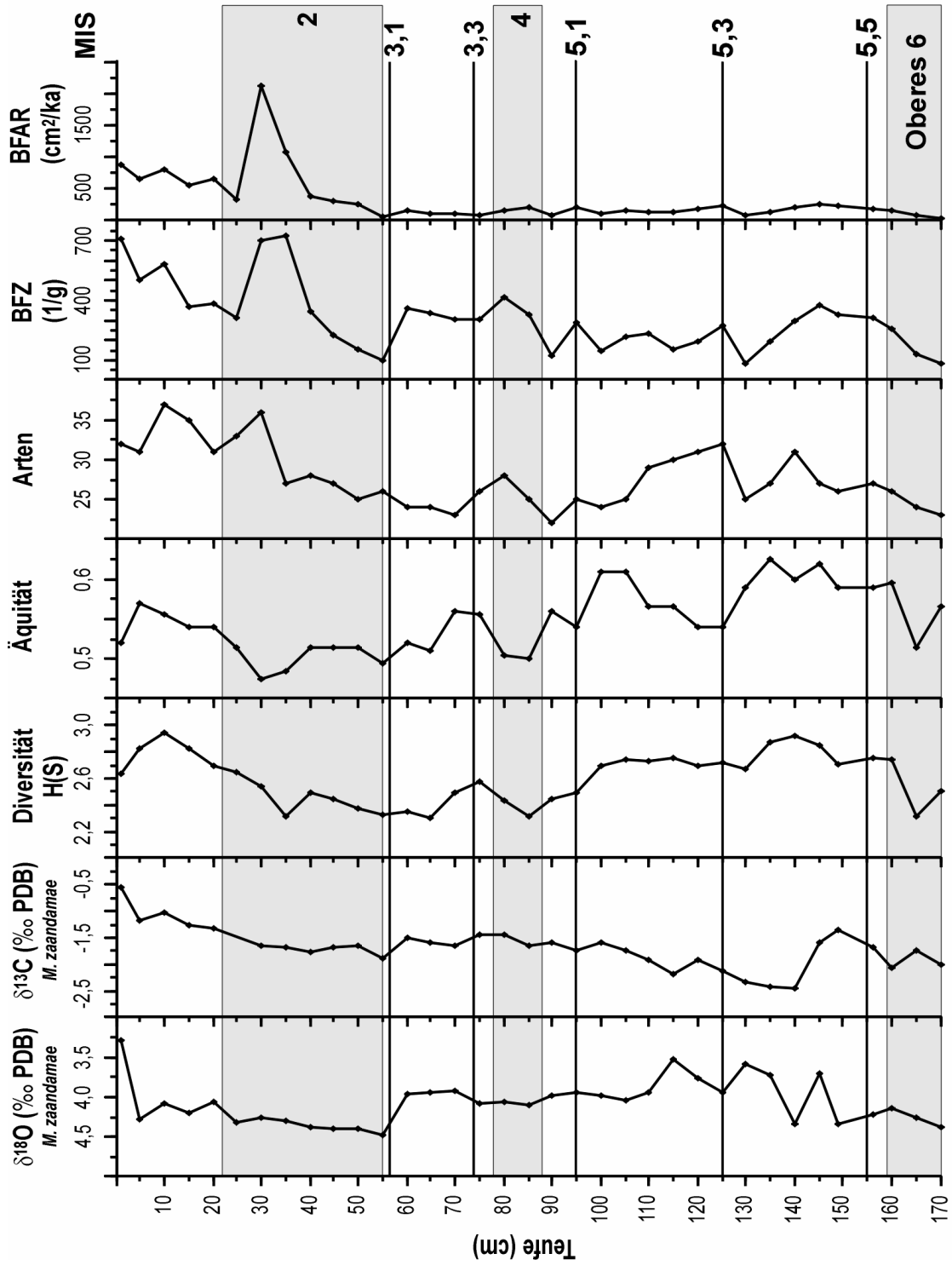
**Tab. 6a:** Numerische Faunenparameter für PS1754-1.

PS1754-1	Diversität H(S)	Äquität	Artenzahl	BFZ (g <sup>-1</sup> )	BFAR (cm <sup>-2</sup> ka <sup>-1</sup> )
niedrigster Wert	2,30	0,35	22	83,7	43,8
höchster Wert	2,94	0,65	37	723,3	2118,5
Mittelwert	2,60	0,50	28	310,6	329,8

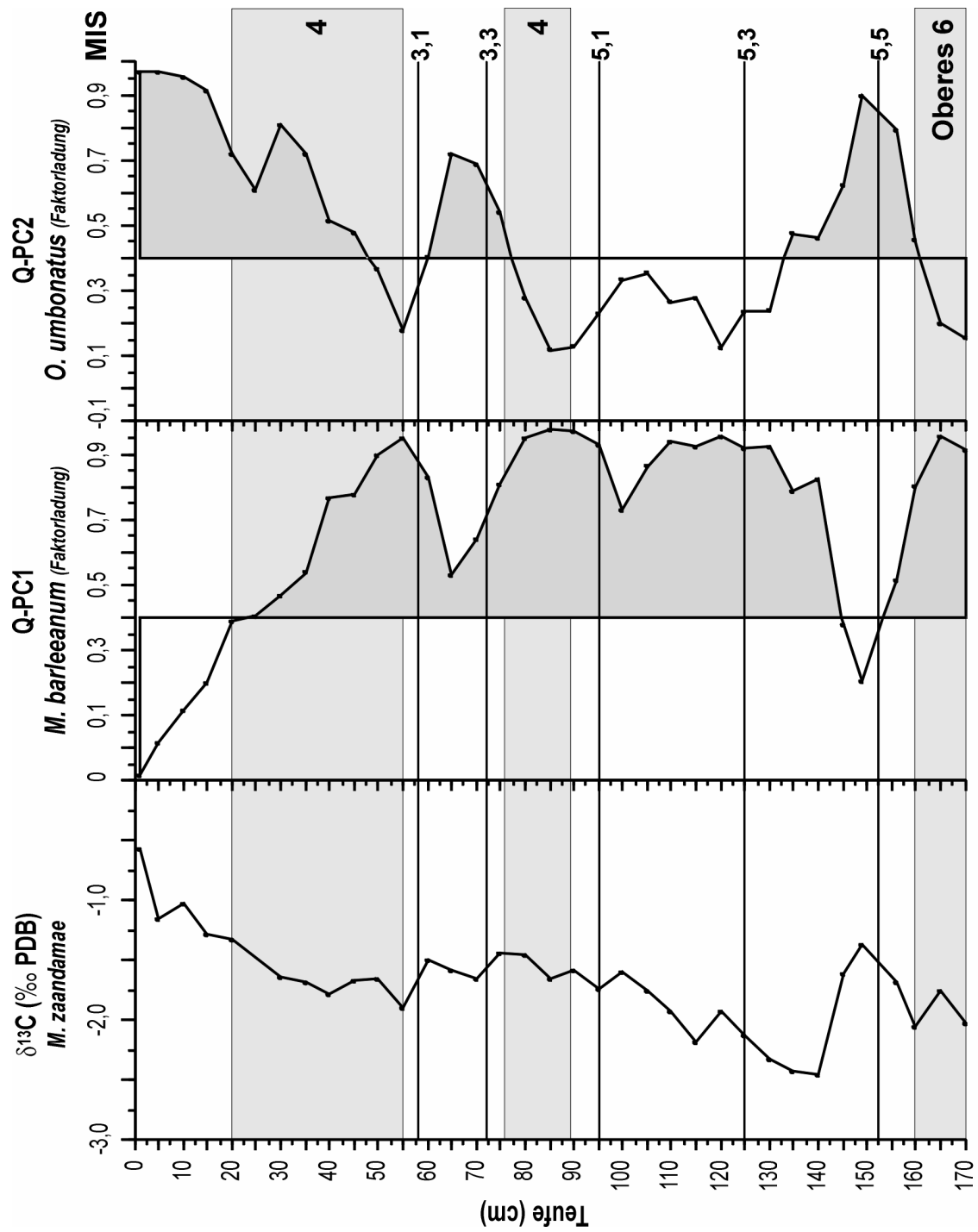
Die statistische Analyse mittels einer multivariaten Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse ergab für die spätquartäre Fauna des Kerns PS1754-1 zwei Vergesellschaftungen (Tab. 6b und Abb. 7b) und erklärt 86,65 % der Ausgangsvarianz mit einer durchschnittlichen Kommunalität von 0,9. Die erste Vergesellschaftung ist eine *Melonis barleeaanum*-Vergesellschaftung (Q-PC1) mit einem Anteil von 55,10 % an der Gesamtvarianz. Sie tritt fast über die gesamte untersuchte Kernlänge auf. Ausnahmen sind Intervalle zwischen dem MIS5.5 und MIS5.4, im MIS3 und im Holozän. Hier wird sie von der zweiten Vergesellschaftung (Q-PC2) ersetzt. Diese Fauna wird von *O. umbonatus* dominiert und repräsentiert 31,55 % der Gesamtvarianz. Sie ist zu Beginn des MIS5 und im MIS3 zu finden. Am Übergang vom MIS3 nach MIS2 geht sie zurück, um dann wieder zu Beginn des MIS2 bis ins Holozän anzusteigen.

**Tab. 6b:** Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen des Kerns PS1754-1.

	Dominante Art	Faktorwerte	wichtige assoziierte Arten	Faktorwerte	Varianz (%)
<b>Q-PC1</b>	<i>Melonis barleeaanum</i>	4,6	<i>Pullenia bulloides</i> <i>Melonis zaandamae</i>	2,4 1,2	55,1
<b>Q-PC2</b>	<i>Oridorsalis umbonatus</i>	4,2	<i>Globobulimina subglobosa</i> <i>Epistominella exigua</i>	2,2 1,9	31,6



**Abb. 7a.** Verlauf verschiedener Parameter zur Kennzeichnung von Faunentrends,  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der Station PS1754-1.



**Abb. 7b.** Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen (Q-Modus, 2-Faktorenlösung) für den Kern PS1754-1.



#### 4.2.2 Der Kern PS2489-2/4

Der Kern PS2489-2 wurde in dieser Arbeit bis in eine Tiefe von 5,79 m untersucht, das entspricht einem Alter von 321 ka (BECQUEY & GERSONDE 2003). Zwischen 18 bis 30 ka ist ein Hiatus. Die Interglazialzeiten werden von Foraminiferenschlammern dominiert, die Glazialzeiten hingegen von diatomeen-reicheren Foraminiferenschlammern (GERSONDE, 1995). Die linearen Sedimentationsraten variieren zwischen 0,7 und 2,7 cm/ka (Abb. 5). Sie sind im MIS8 und MIS6 geringfügig höher als im MIS7 und MIS5 und fallen zwischen dem MIS4 bis ins MIS2 weiter ab, um dann wieder im Holozän auf Werte ähnlich denen des MIS5 oder MIS7 anzusteigen.

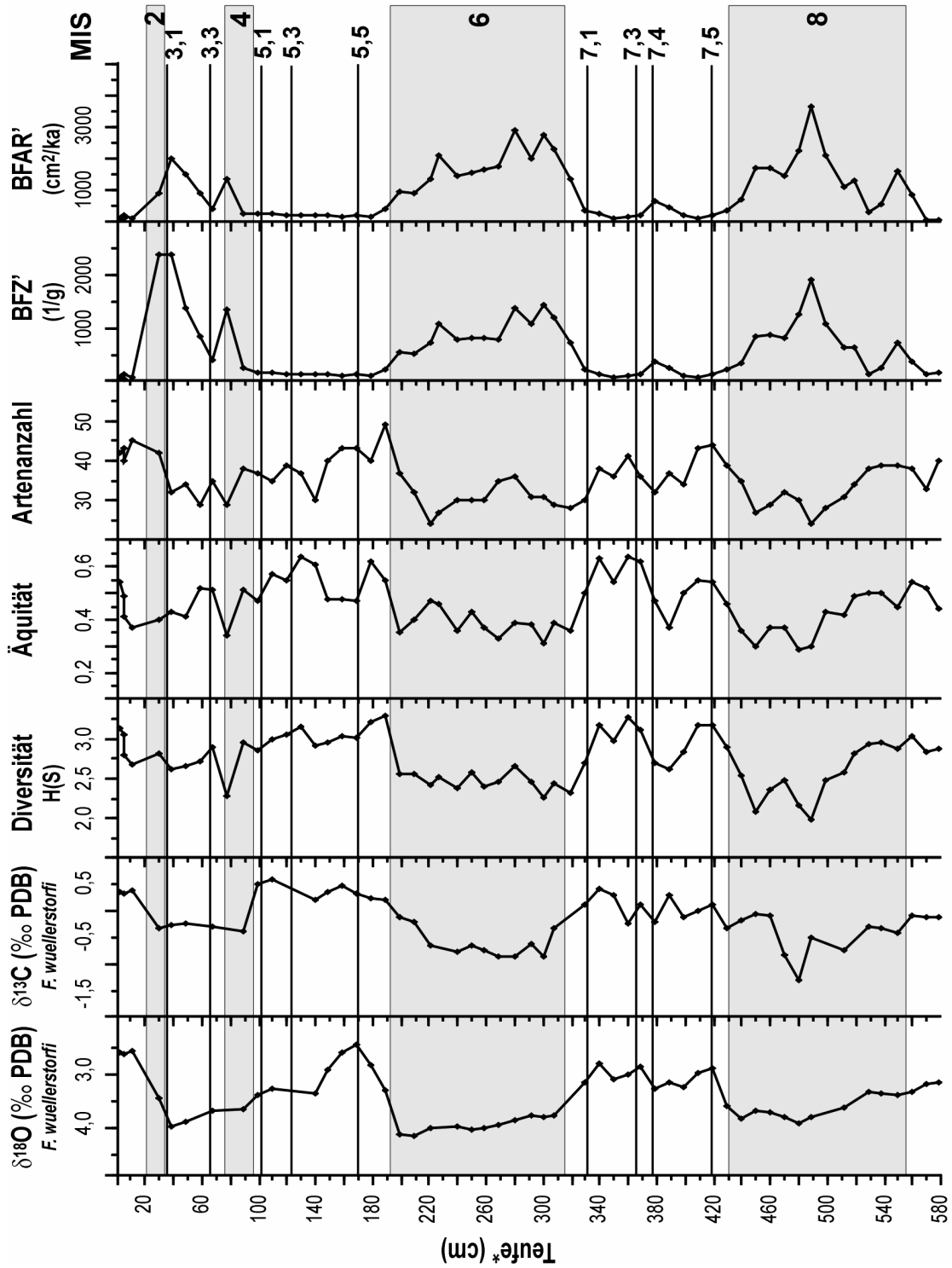
Wie im Kern PS1754-1 sind die Parameter Diversität, Äquität und Artenzahl in den Glazialzeiten niedriger als während der Interglazialzeiten. Die Werte im MIS3 erreichen allerdings nicht die Höhe der Werte des MIS5 oder MIS7. Außerdem liegt im MIS2 der ermittelte Wert der Diversität und der Artenzahl höher als im MIS3. Im Holozän ist bei den Parametern Diversität und Äquität erst ein spätes Ansteigen der Werte zu sehen. Eine Ähnlichkeit in den Kurvenverläufen der Diversität und der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *Cibicidoides* spp. ist zu erkennen.

Die Werte der BFZ' und BFAR' sind während der Glazialzeiten erhöht und während der Interglazialzeiten deutlich niedriger (Tab. 7a und Abb. 8a). Beide Parameter zeigen zu Beginn des MIS3 einen kleinen Abfall und steigen dann auf ein Maximum am Übergang MIS3 nach MIS2 an. Zum Holozän hin fallen die Werte dann wieder ab.

**Tab. 7a:** Numerische Faunenparameter für PS2489-2/4.

PS2489-2/4	Diversität H(S)	Äquität	Artenzahl	BFZ' (g <sup>-1</sup> )	BFAR' (63µm – 2mm) (cm <sup>-2</sup> ka <sup>-1</sup> )
niedrigster Wert	1,98	0,29	24	58,7	82,8
höchster Wert	3,29	0,64	49	2394,5	3655,1
Mittelwert	2,75	0,46	35	578,8	937,6

Die Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse ergab für die spätquartäre Fauna des Kerns PS2489-2/4 fünf Vergesellschaftungen (Tab. 7b und Abb. 8b). Dieses Modell erklärt 90,1 % der Ausgangsvarianz mit Kommunalitäten von durchschnittlich 0,9. Die erste Vergesellschaftung (Q-PC1) vertritt 36,2 % der Gesamtvarianz der 5-Faktoren-Lösung des Q-Modus-Hauptkomponentenmodells. *Melonis pompilioides* dominiert diese Vergesellschaftung, sie tritt während des MIS8 und MIS6, im oberen MIS4, im MIS3 und im MIS2 auf. Außerdem zeigt sie Maxima im MIS7.4 und zwei weitere zwischen dem MIS5.4 und MIS5.1. Die zweite Vergesellschaftung, eine *Oridorsalis umbonatus*-Vergesellschaftung (Q-PC2), erklärt 16,8 % der Gesamtvarianz und zeigt einen Kurvenverlauf, der gegenläufig zur Q-PC1 ist. Allerdings werden in den Interglazialen selten Faktorwerte erreicht, die über der Signifikanzgrenze von 0,4 liegen. Ausnahmen sind zu Beginn des MIS7 und am Übergang von MIS5 zu MIS4 und schließlich im Holozän zu finden. Hier steigen die Faktorladungswerte auf 0,98 an. *Epistominella exigua* vertritt die dritte Vergesellschaftung (Q-PC3) mit einem Anteil von 19,7 % an der Gesamtvarianz. Innerhalb dieser Verge



**Abb. 8a:** Verlauf verschiedener Parameter zur Kennzeichnung von Faunentrends,  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der Station PS2489-2/4.

sellschaftung gibt es stärkere Fluktuationen über die gesamte Kernlänge zwischen signifikanten und untergeordneten Werten im Vergleich zu allen anderen vier Vergesellschaftungen. Die vierte Vergesellschaftung (Q-PC4) erklärt 8,4 % der Gesamtvarianz, die dominierende Art ist *M. zaandamae*. Das Auftreten dieser Vergesellschaftung ist auf den Beginn und das Ende des MIS6 und das obere MIS3 beschränkt. Schließlich erklärt die *G. subglobosa*-Vergesellschaftung (Q-PC5) 9,0 % der Gesamtvarianz, sie ist vor allem im MIS5.5 zu finden.

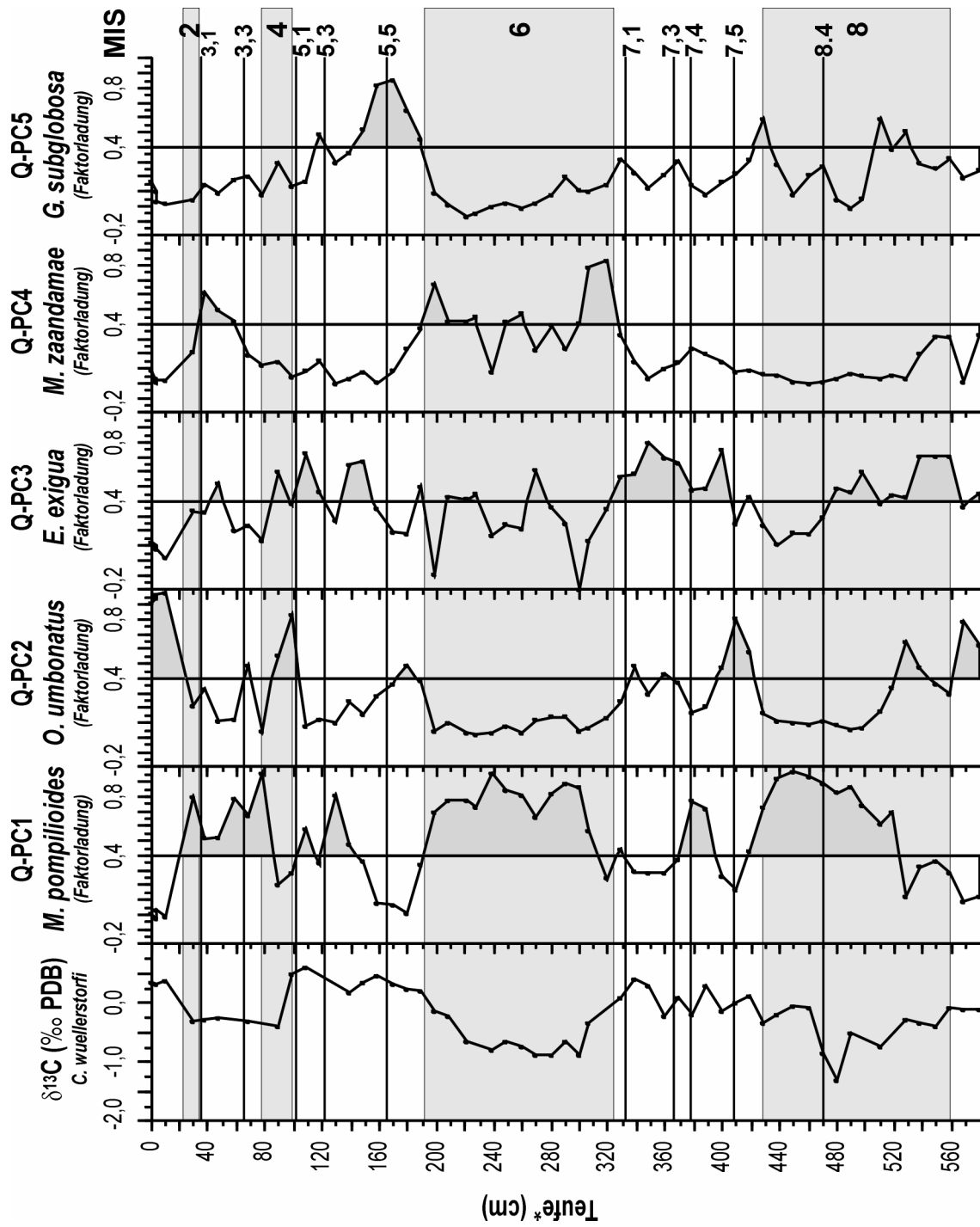
**Tab. 7b:** Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen des Kerns PS2489-2/4.

	<b>Dominante Art</b>	<b>Faktorwerte</b>	<b>wichtige assoziierte Arten</b>	<b>Faktorwerte</b>	<b>Varianz (%)</b>
<b>Q-PC1</b>	<i>Melonis pompilioides</i>	6,5	<i>Epistominella exigua</i>	3,0	36,2
<b>Q-PC2</b>	<i>Oridorsalis umbonatus</i>	6,1	<i>Fontbotia wuellerstorfi</i>	3,4	16,8
<b>Q-PC3</b>	<i>Epistominella exigua</i>	5,8	<i>Uvigerina peregrina</i> <i>Fissurina</i> spp.	2,2 1,0	19,7
<b>Q-PC4</b>	<i>Melonis zaandamae</i>	6,8	<i>Uvigerina peregrina</i>	2,1	8,4
<b>Q-PC5</b>	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	6,0	<i>Pullenia bulloides</i> <i>Pullenia subcarinata</i> <i>Gyroidinoides polius</i>	2,6 1,2 1,0	9,0

#### 4.2.3 Der Kern PS2495-3

Der an der Station PS2495 gewonnene Kern hat eine Länge von 9,05 m. Dies entspricht einem Basisalter von 305 ka (MACKENSEN ET AL. 2001). Er setzt sich aus Foraminiferenschlämmen und/oder Foraminiferenschlickern während der Warmzeiten und aus diatomeenhaltigen Schlickern und Diatomeen-Schlickern während der Kaltzeiten zusammen (GERSONDE 1995). Die linearen Sedimentationsraten bewegen sich zwischen 2,8 und 5,7 cm/ka (Abb. 5). Sie sind jeweils in den Glazialzeiten im Vergleich zu dem zeitlich davor und danach angrenzenden Interglazial erhöht. Eine Ausnahme bildet das MIS3, hier sind die höchsten Werte des Kerns zu erkennen. Die Werte des Holozäns entsprechen denen des MIS5.

Der Verlauf der Kurven der Diversität, der Äquität und der Anzahl der Arten zeigt zahlreiche Schwankungen über die gesamte Kernlänge. Die niedrigsten Werte der Diversität und der Äquität sind am Übergang MIS7 zu MIS6, am Ende des MIS6 und im MIS3.1 zu finden. Diesem Verhalten entgegengesetzt steigt in denselben Zeiträumen die BFZ bzw. noch deutlich erkennbarer die BFAR an. Ein ähnliches Verhalten vor allem der Parameter Diversität, Äquität, BFZ und BFAR während des MIS3 bis ins Holozän ist auch im Kern PS2489-2/4 zu erkennen. Den während der Glazialzeiten höheren Werten der Anzahl der Arten in der jeweiligen Probe stehen während der Interglazialzeiten geringfügig niedrigere Werte gegenüber. Jeweils am Ende einer Glazialzeit weist die Kurve am Übergang zum Interglazial (Ausnahme Beginn MIS3) ein Maximum auf (Tab. 8a und Abb. 9a).



**Abb. 8b:** Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen (Q-Modus, 5-Faktorenlösung) für den Kern PS2489-2/4.

Die Analyse ergab für die spätquartäre Fauna des Kerns PS2495-3 drei Vergesellschaftungen. Durch dieses Modell werden 90,3 % der Ausgangsvarianz mit Kommunalitäten von durchschnittlich 0,9 erklärt. Die ermittelten Vergesellschaftungen sind in Tabelle 8b und in Abbildung 9b dargestellt. Die erste Vergesellschaftung (Q-PC1), die 49,8 % der Gesamtvarianz der 3-Faktoren-Lösung des Q-Modus-Hauptkomponentenmodells erklärt, wird von der Art *Epistominella exigua* dominiert. Diese Fauna tritt mit hohen Faktorladungen im gesamten Kern auf, Ausnahmen bilden Zeitintervalle vom MIS5.4 bis MIS5.2 und in den glazialen MIS8, MIS6 und MIS4.

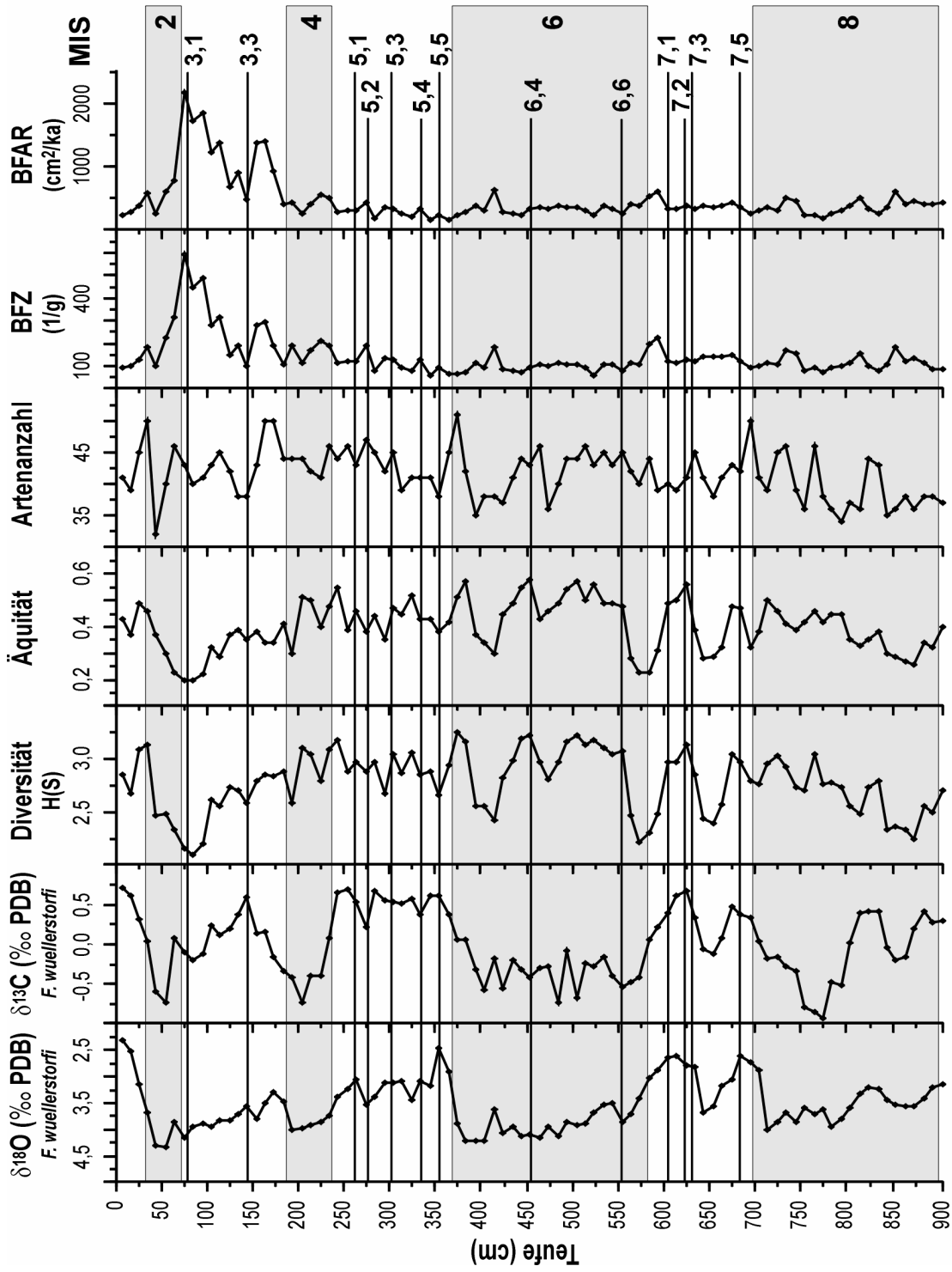
**Tab. 8a:** Numerische Faunenparameter für PS2495-3.

PS2495-3	Diversität H(S)	Äquität	Artenzahl	BFZ (g <sup>-1</sup> )	BFAR (cm <sup>-2</sup> ka <sup>-1</sup> )
niedrigster Wert	2,09	0,2	32	72,4	151,0
höchster Wert	3,26	0,58	51	312,4	2174,4
Mittelwert	2,78	0,4	42	143,0	470,8

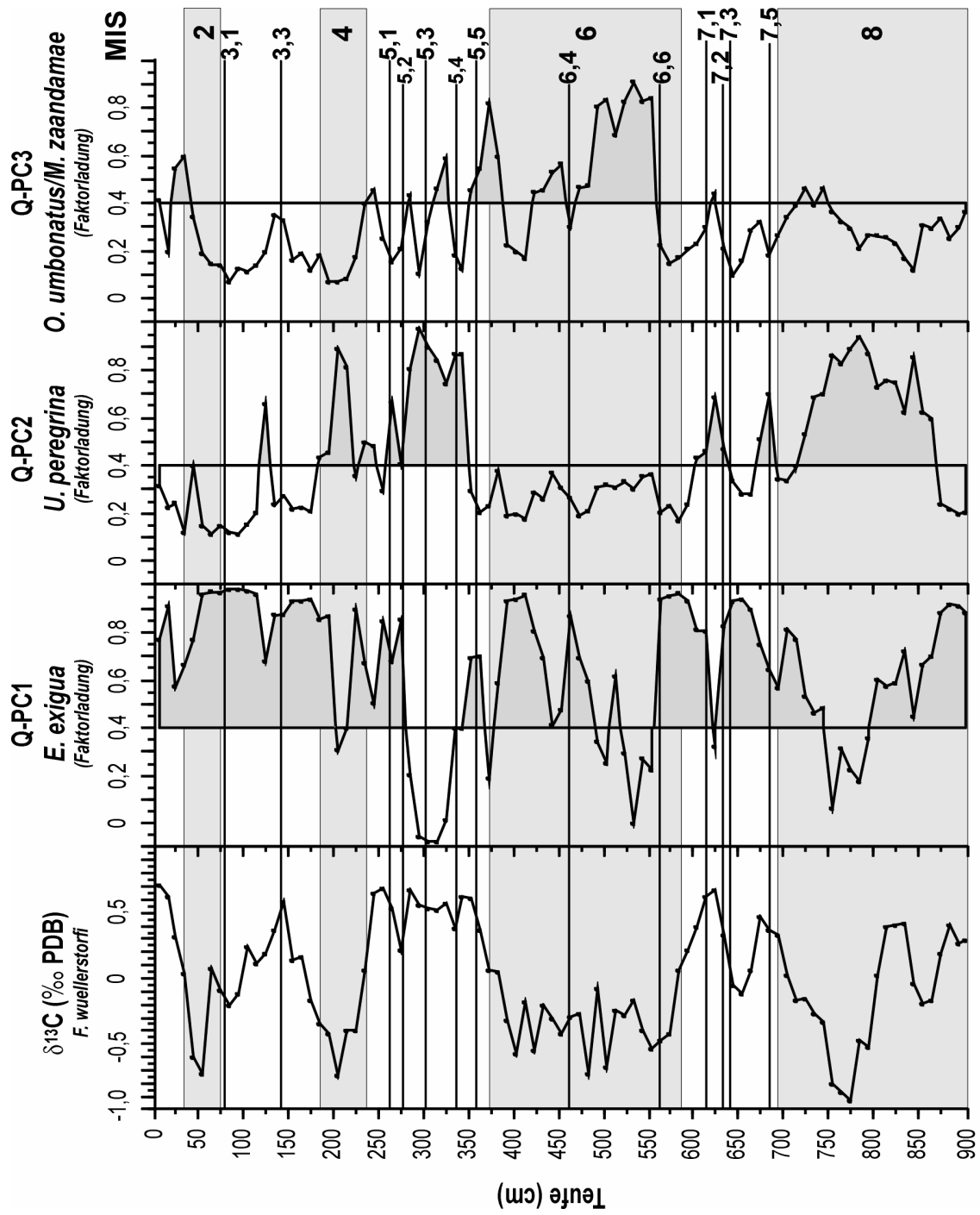
Die *Uvigerina peregrina*-Vergesellschaftung (Q-PC2) erklärt 25,2 % der Gesamtvarianz und ist in den MIS8, MIS7.5, MIS7.3, MIS5 und MIS4 vertreten. In den meisten Fällen ersetzt sie die *E. exigua*-Vergesellschaftung, Ausnahmen sind im MIS6 und am Übergang MIS2 zum Holozän zu finden. Diese beiden Zeitintervalle sind durch die dritte Vergesellschaftung (Q-PC3), eine *Oridorsalis umbonatus*/*Melonis zaandamae*-Vergesellschaftung gekennzeichnet. Diese Fauna erklärt 15,3 % der Gesamtvarianz und charakterisiert hauptsächlich das MIS6. Des Weiteren ist sie am Übergang vom MIS6 nach 5 und untergeordneter mit weiteren Auftritten im MIS5 und am Übergang MIS2 zum Holozän vertreten.

**Tab. 8b:** Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen des Kerns PS2495-3.

	Dominante Art(en)	Faktor- werte	wichtige assoziierte Arten	Faktor- werte	Varianz (%)
<b>Q-PC1</b>	<i>Epistominella exigua</i>	6,9	-		49,8
<b>Q-PC2</b>	<i>Uvigerina peregrina</i>	6,5	<i>Oridorsalis umbonatus</i>	1,7	25,2
<b>Q-PC3</b>	<i>Oridorsalis umbonatus</i> <i>Melonis zaandamae</i>	4,4 3,2	<i>Pullenia salesbury</i> <i>Pullenia bulloides</i>	2,2 1,6	15,3



**Abb. 9a:** Verlauf verschiedener Parameter zur Kennzeichnung von Faunentrends,  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der Station PS2495-3.



**Abb. 9b:** Benthische Foraminiferenvereinigungen (Q-Modus, 3-Faktorenlösung) für den Kern PS2495-3.

#### 4.2.4 Der Kern PS2498-1/2

Die Länge des Kerns PS2498-1 beträgt 11,61 m, das entspricht einem Basisalter von 130 ka (MACKENSEN ET AL. 2001). Er setzt sich ebenfalls wie der Kern PS2495-3 aus Foraminiferenschlämmen und/oder Foraminiferenschlickten während der Warmzeiten und aus diatomeenhaltigen Schlickten und Diatomeen-Schlickten während der Kaltzeiten zusammen (GERSONDE 1995). Allerdings sind die linearen Sedimentationsraten deutlich höher als bei den zuvor beschriebenen Kernen, sie schwanken zwischen 6,0 und 18,7 cm/ka und sind während der Interglazialzeiten im Vergleich zu den Glazialzeiten erhöht (Abb. 5). Ein starker Anstieg findet von MIS4 nach MIS3 statt. Im Holozän ist statt eines Anstiegs ein Abfallen der Werte gegenüber denen des MIS2 zu beobachten, allerdings nur zurück auf Werte ähnlich denen des MIS5.

Die Diversitäts- und Äquitätswerte sind in den Stadien MIS4 bis MIS2 meist niedriger als in den interglazialen Stadien MIS5 und MIS1. Das MIS3 behält dabei die niedrigen Werte, wie sie schon im MIS4 vorkommen. Die Fluktuationen innerhalb der Artenzahlen, der BFZ und BFAR sind hoch. Auch hier sind innerhalb der Artenzahlen in den Stadien MIS4, MIS2 und vor allem MIS3 generell niedrigere Werte zu finden als im MIS5 und im Holozän. Die Werte der BFZ nehmen hingegen im MIS4 und MIS2 im Vergleich zum MIS5 und MIS1 zu, im MIS3 weisen sie starke Schwankungen auf. Die BFAR sind niedrig im MIS5 (mit Ausnahme des oberen MIS5), MIS4 und MIS1. Sie schwanken ebenfalls stark im MIS3. (Tab. 9a und Abb. 10a).

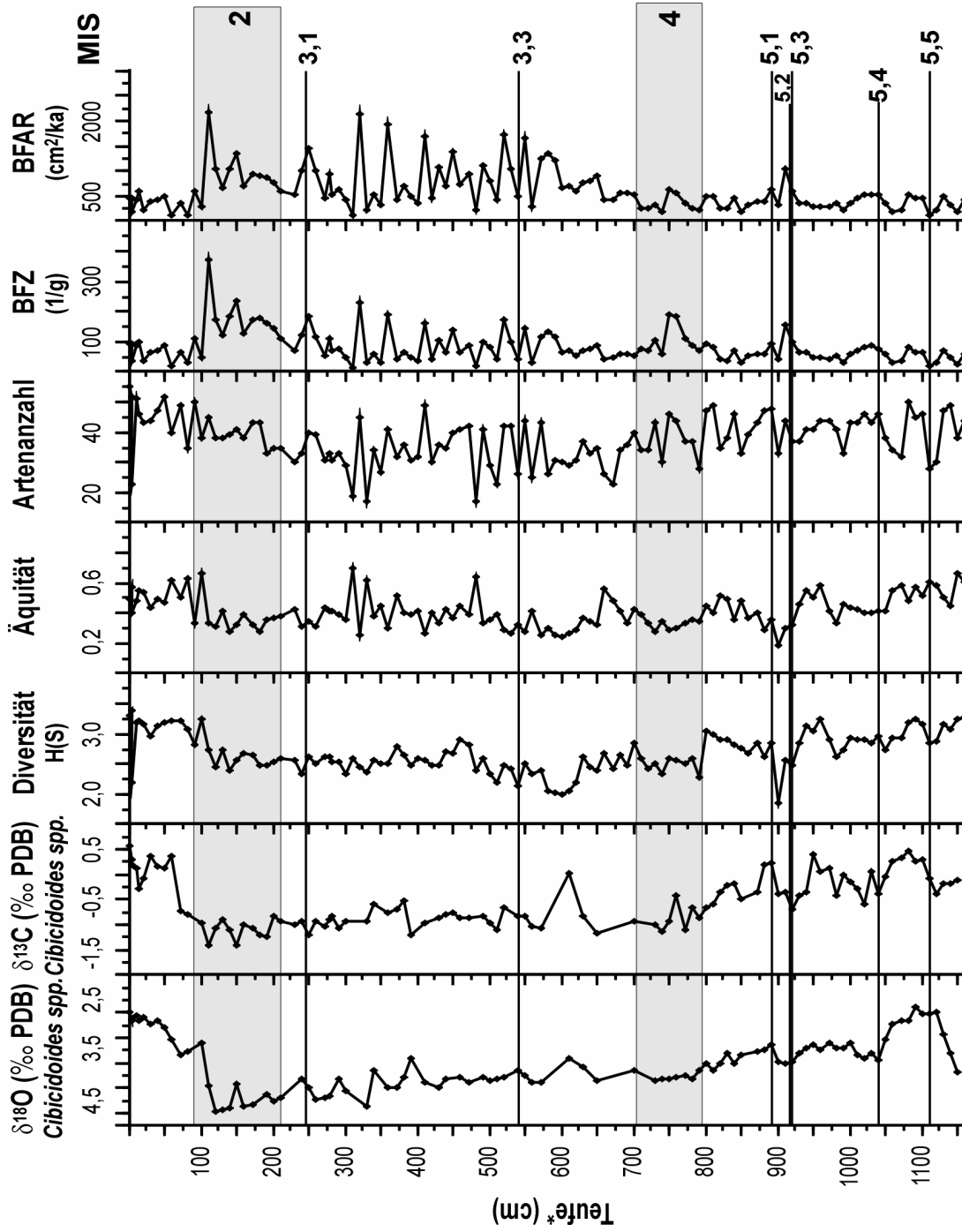
**Tab. 9a:** Numerische Faunenparameter für PS2498-1/2.

PS2498-1/2	Diversität H(S)	Äquität	Artenzahl	BFZ (g <sup>-1</sup> )	BFAR (cm <sup>-2</sup> ka <sup>-1</sup> )
niedrigster Wert	1,85	0,19	17	16,1	113,4
höchster Wert	3,39	0,70	55	370,7	2173,5
Mittelwert	2,69	0,41	38	85,1	610,8

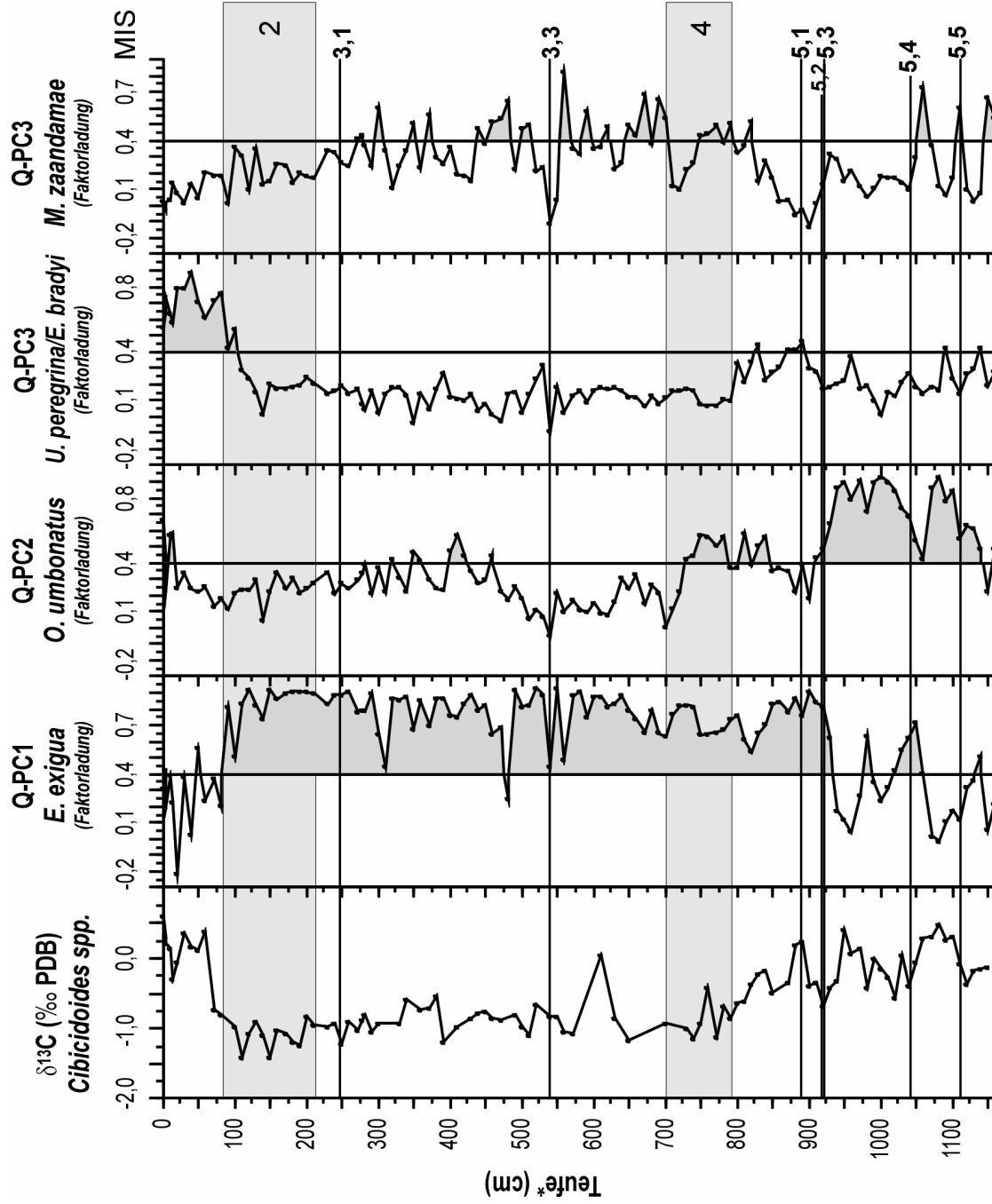
Die Q-Modus Hauptkomponentenanalyse für den Kern PS2498-1/2 gruppiert die benthischen Foraminiferen in vier Vergesellschaftungen. Dieses Modell erklärt 88,6 % der Ausgangsvarianz mit einer durchschnittlichen Kommunalität von 0,9. Alle dominanten und weiteren wichtigen Arten sind in Tabelle 9b dargestellt, die Veränderungen der Vergesellschaftungen in Abbildung 10b.

Die erste Vergesellschaftung des Kerns PS2498-1/2 ist eine *Epistominella exigua*-Vergesellschaftung (Q-PC1), die 48,2 % der Gesamtvarianz erklärt. Sie tritt ab dem oberen MIS5 bis einschließlich MIS2 auf. *Oridorsalis umbonatus* vertritt die zweite Vergesellschaftung (Q-PC2) mit einem Anteil von 19,9 % an der Gesamtvarianz. Diese Vergesellschaftung kennzeichnet vor allem das MIS5 und geringfügig das MIS4 und somit die Abschnitte, in denen die Q-PC1 nicht vorhanden ist. Die dritte Vergesellschaftung (Q-PC3) ist eine *Uvigerina peregrina*/*Eggerella bradyi*-Vergesellschaftung, die 9,2 % der Gesamtvarianz erklärt und nur im MIS1 signifikant vertreten ist. Die vierte Vergesellschaftung (Q-PC4) wird von *Melonis zaandamae* charakterisiert, sie beschreibt 11,3 % der Gesamtvarianz und kann nur in sehr kurzen Zeiträumen in den MIS6, MIS5, MIS4, MIS3 und MIS2 verfolgt werden.





**Abb. 10a:** Verlauf verschiedener Parameter zur Kennzeichnung von Faunentrends,  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der Station PS2498-1/2.



**Abb. 10b:** Benthische Foraminiferenvereinigungen (Q-Modus, 4-Faktorenlösung) für den Kern PS2498-1/2.

**Tab. 9b:** Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen des Kerns PS2498-1/2.

	<b>dominante Art(en)</b>	<b>Faktorwerte</b>	<b>wichtige assoziierte Arten</b>	<b>Faktorwerte</b>	<b>Varianz (%)</b>
<b>Q-PC1</b>	<i>Epistominella exigua</i>	7,4	<i>Melonis zaandamae</i> <i>Eponides pusillus</i>	1,2 1,1	48,1
<b>Q-PC2</b>	<i>Oridorsalis umbonatus</i>	6,8	<i>Globocassidulina subglobosa</i> <i>Pullenia bulloides</i> <i>Fissurina</i> spp. <i>Pullenia subcarinata</i>	1,9 1,5 1,3 1,0	19,7
<b>Q-PC3</b>	<i>Uvigerina peregrina</i> <i>Eggerella bradyi</i>	4,0 3,7	<i>Epistominella exigua</i> <i>Astrononion echolsi</i> <i>Pullenia bulloides</i> <i>Fissurina</i> spp. <i>Fontbotia wuellerstorfi</i>	2,3 1,9 1,6 1,7 1,3	7,8
<b>Q-PC4</b>	<i>Melonis zaandamae</i>	6,9	<i>Melonis pompilioides</i> <i>Pullenia bulloides</i> <i>Fissurina</i> spp.	2,4 1,6 1,0	13,0

#### 4.2.5 Der Kern PS2499-5/1

Der Kerngewinn an der Station PS2499 beläuft sich auf 15,35 m und hat an der Basis ein Alter von 131 ka (MACKENSEN ET AL. 2001). In den Glazialzeiten dominieren Diatomeen-Schlicke und Diatomeenschlämme, in den Warmzeiten kam es zu einer karbonathaltigen Ablagerung von diatomeenhaltigen Foraminiferenschlammern (GERSONDE 1995). Die linearen Sedimentationsraten steigen in den Glazialzeiten stark auf Werte bis 124,1 cm/ka an, während sie in den Interglazialzeiten abfallen bis auf 2,3 cm/ka.

Aufgrund der sedimentologischen Verhältnisse konnten nur aus den karbonathaltigen Sedimenten ausreichend Foraminiferen für die faunistische Interpretation gewonnen werden. Die Interpretation der Faunenparameter dieses Kerns kann aufgrund der fehlenden Werte nur im Vergleich mit anderen Kernen geschehen. Während der Interglaziale bewegen sich die Werte aller Parameter meist in einem ähnlichen Bereich wie im Kern PS2498-1/2 (Tab. 10a und Abb. 11a).

**Tab. 10a:** Numerische Faunenparameter für PS2499-5/1.

<b>PS2499-5/1</b>	<b>Diversität H(S)</b>	<b>Äquität</b>	<b>Artenzahl</b>	<b>BFZ (g<sup>-1</sup>)</b>	<b>BFAR (cm<sup>-2</sup> ka<sup>-1</sup>)</b>
niedrigster Wert	1,62	0,25	17	24,0	53,5
höchster Wert	3,12	0,66	48	487,7	6194,6
Mittelwert	2,53	0,42	32	116,9	782,9

Die für Kern PS2499-5/1 durchgeführte statistische Faunenanalyse ergibt eine 4-Faktoren-Lösung, die 90,1 % der Ausgangsvarianz erklärt und eine durchschnittliche

Kommunalität von 0,9 besitzt. Alle dominanten und weiteren wichtigen Arten sind in Tabelle 10b angeführt, die Fluktuationen der Faunen über die Zeit in Abbildung 11b dargestellt.

Auch in diesem Kern ist eine *E. exigua*-Vergesellschaftung (Q-PC1) zu finden. Sie erklärt 43 % der Gesamtvarianz und tritt hauptsächlich im MIS3 auf, kann aber auch in einem geringeren Maße am Übergang MIS5 nach MIS4 und am Übergang MIS2 nach MIS1 verfolgt werden. Die zweite Foraminiferenvergesellschaftung wird durch *Melonis pompilioides* (Q-PC2) charakterisiert und fasst 14,1 % der Varianz zusammen. Sie tritt während kurzer Abschnitte im MIS5 und MIS4 auf. Die *Oridorsalis umbonatus*-Vergesellschaftung (Q-PC3) umfasst 16,3 % der Gesamtvarianz und ist nur während der MIS5 und MIS1 zu finden. Schließlich erklärt die *Melonis zaandamae*-Vergesellschaftung (Q-PC4) 17,1 % der Gesamtvarianz und kennzeichnet kürzere Abschnitte im MIS3.

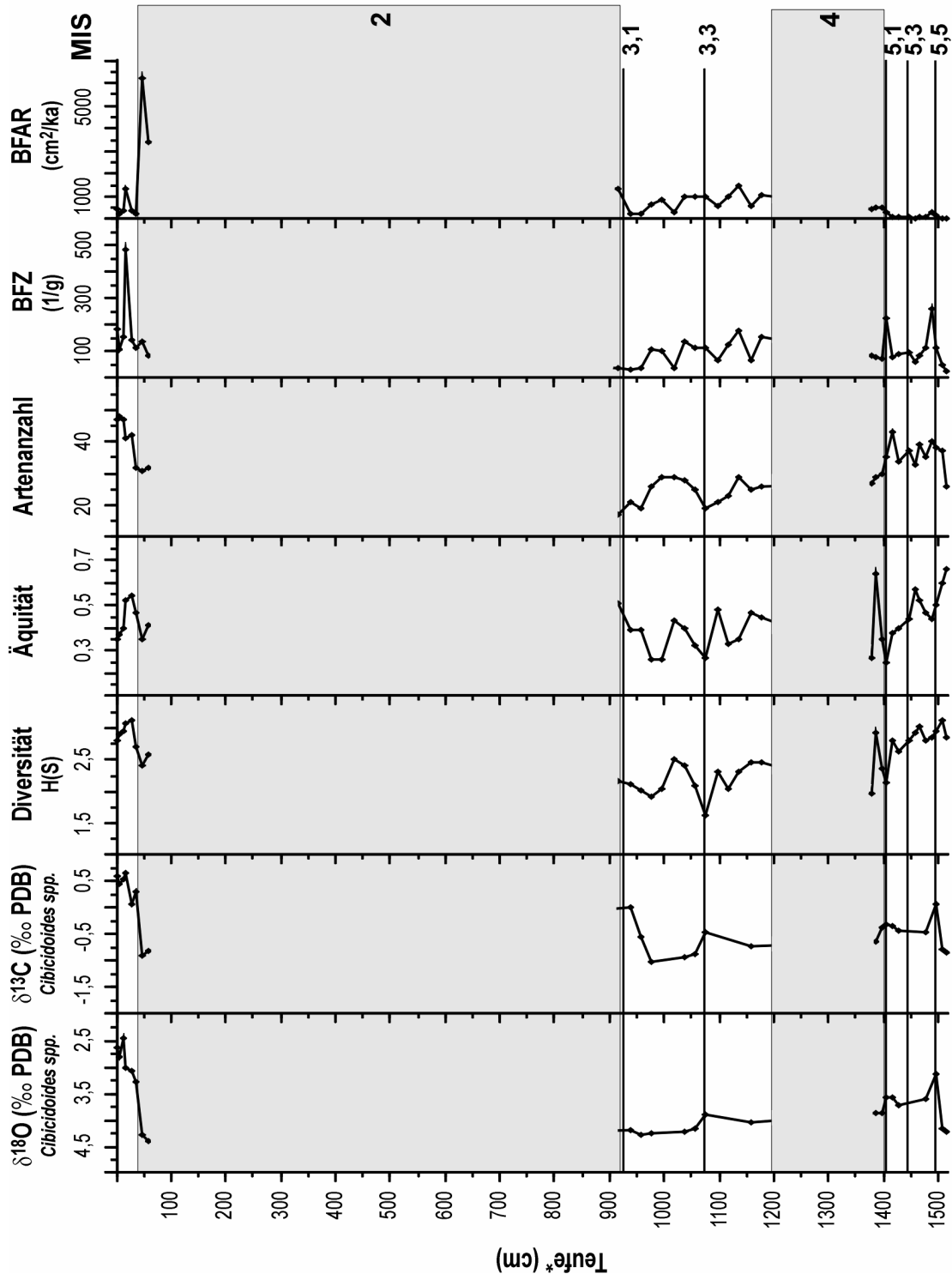
**Tab. 10b:** Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen des Kerns PS2499-5/1.

	<b>Dominante Art</b>	<b>Faktorwerte</b>	<b>wichtige assoziierte Arten</b>	<b>Faktorwerte</b>	<b>Varianz (%)</b>
<b>Q-PC1</b>	<i>Epistominella exigua</i>	6,6			43,0
<b>Q-PC2</b>	<i>Melonis pompilioides</i>	4,4	<i>Oridorsalis umbonatus</i> <i>Pullenia subcarinata</i> <i>Pullenia bulloides</i> <i>Globocassidulina subglobosa</i>	2,5 2,3 1,5 1,2	14,1
<b>Q-PC3</b>	<i>Oridorsalis umbonatus</i>	4,8	<i>Globocassidulina subglobosa</i> <i>Uvigerina peregrina</i> <i>Epistominella exigua</i> <i>Astrononion echolsi</i>	2,0 1,5 1,5 1,0	16,3
<b>Q-PC4</b>	<i>Melonis zaandamae</i>	6,3			17,1

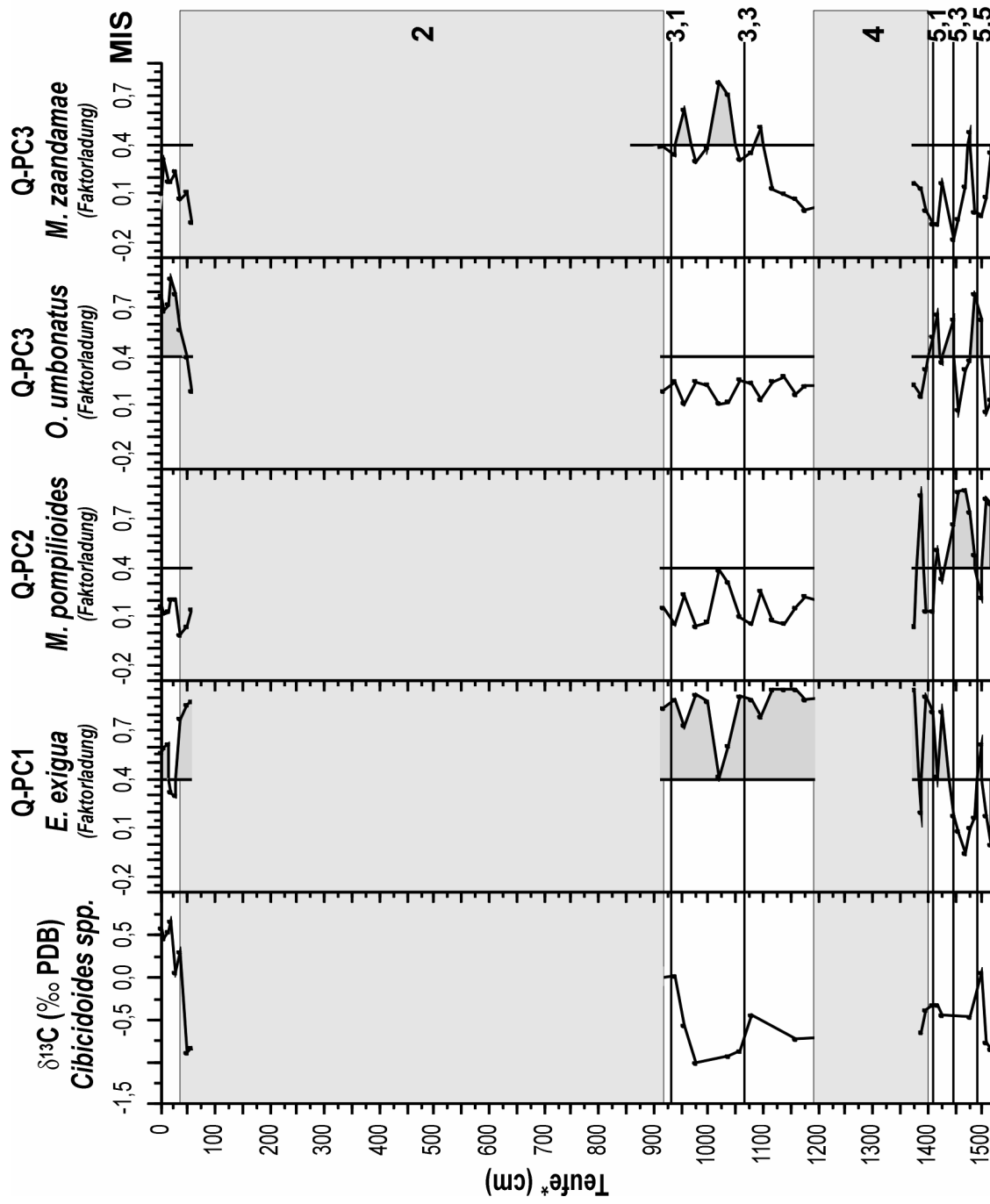
#### 4.2.6 Der Kern PS2564-3/2

An der am weitesten im Osten gelegenen Station PS2564 wurde ein Sedimentkern mit einer Länge von 10,92 m gewonnen. Das Basisalter entspricht 435 ka, damit umfasst der Kern den in dieser Arbeit längsten untersuchten Zeitraum. Er besteht hauptsächlich aus Nannofossil-Foraminiferenschlamm und Foraminiferen-Nannofossilenschlamm, einige Kernbereiche setzen sich aus Foraminiferenschlamm zusammen. Die linearen Sedimentationsraten variieren zwischen 1,9 und 5,4 cm/ka. Diese Höchstwerte werden im MIS4 erreicht.

In diesem Kern fallen die Diversitäten und Äquitäten während der MIS10, MIS8, im oberen MIS7 und unterem MIS6 und schließlich in den MIS4 und MIS2 ab. Im MIS3 erreichen sie nicht die Höhe der Werte des MIS5 oder MIS7. Auch in diesem Kern ist wie im Kern PS2489-2/3 die Ähnlichkeit der Kurvenverläufe der Diversität und der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *Cibicidoides* spp. auffällig. Die Wechsel in der Anzahl der Arten lassen sich nicht auf Glazial- bzw. Interglazialzeiten festlegen.



**Abb. 11a:** Verlauf verschiedener Parameter zur Kennzeichnung von Faunentrends,  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der Station PS2499-5/1.



**Abb. 11b:** Benthische Foraminiferengesellschaften (Q-Modus, 3-Faktorenlösung) für den Kern PS2499-5/1.

Vielmehr gibt es Phasen höherer Werte bzw. niedrigerer Werte, die stadien-überschreitend sind. Die Werte der BFZ' und der BFAR' sind generell in den MIS10, MIS8, MIS4 und MIS2 höher als in den Interglazialzeiten, Ausnahmen bilden die MIS7 und MIS3 (Tab. 11a und Abb. 12a).

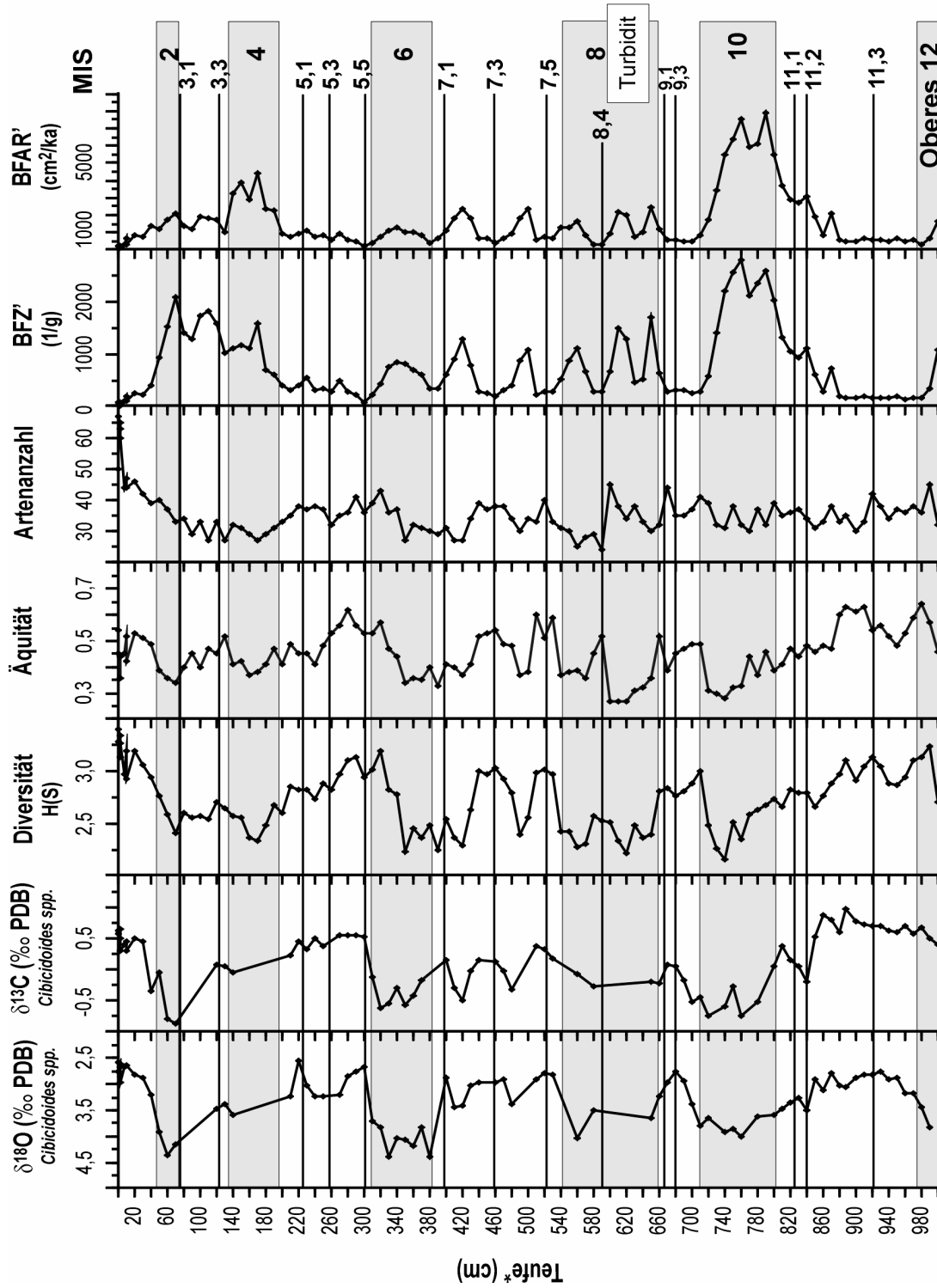
**Tab. 11a:** Numerische Faunenparameter für PS2564-3/2.

PS2564-3/2	Diversität H(S)	Äquität	Artenzahl	BFZ' (g <sup>-1</sup> )	BFAR' (63µm – 2mm) (cm <sup>-2</sup> ka <sup>-1</sup> )
niedrigster Wert	2,15	0,27	24	26,9	92,8
höchster Wert	3,40	0,64	67	2802,7	7852,4
Mittelwert	2,75	0,45	36	728,1	1546,5

Die mit der Q-Modus-Hauptkomponentenanalyse ermittelten vier Vergesellschaftungen für den Kern PS2564-3/2 erklären 92,26 % der Ausgangsvarianz (Tab. 11b und Abb. 12b). Die Kommunalitäten liegen durchschnittlich bei 0,9. Die erste Vergesellschaftung (Q-PC1) erklärt 11,52 % der Gesamtvarianz, *O. umbonatus* ist die dominierende Art. Das Auftreten dieser Vergesellschaftung ist auf kurze Zeiträume beschränkt. *Melonis zaandamae* dominiert die zweite Vergesellschaftung (Q-PC2), die 25,71 % der Gesamtvarianz erklärt. Sie ist in den älteren Sedimenten weniger als in den jüngeren vertreten. Sie tritt im oberen MIS8, teilweise im MIS7, im MIS6, 4, 3 und 2 auf. Gegenläufig zu diesen Fluktuationen verhält sich die dritte Vergesellschaftung (Q-PC3), sie erklärt 34,53 % der Gesamtvarianz. *Epistominella exigua* ist die einzige und dominierende Art in dieser Fauna. Sie tritt in den glazialen Stadien MIS8, 6 und 2 zurück. Außerdem ist sie im MIS10 und zu Beginn und am Ende des MIS4 zu finden. Im Holozän ist sie die einzig dominierende Fauna. Die vierte Vergesellschaftung ist eine *Globocassidulina subglobosa*-Vergesellschaftung (Q-PC4), deren Anteil 20,51 % an der Gesamtvarianz beträgt. Sie ist mit signifikanten Anteilen im MIS11, 9, 8, 7.3 und 5 vertreten.

**Tab. 11b:** Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen des Kerns PS2564-3/2.

	Dominante Art	Faktorwerte	wichtige assoziierte Arten	Faktorwerte	Varianz (%)
<b>Q-PC1</b>	<i>Oridorsalis umbonatus</i>	7,2	<i>Eggerella bradyi</i> <i>Pullenia bulloides</i>	2,0 1,3	11,5
<b>Q-PC2</b>	<i>Melonis zaandamae</i>	8,1	<i>Melonis pompilioides</i>	1,3	25,7
<b>Q-PC3</b>	<i>Epistominella exigua</i>	8,3	-		34,5
<b>Q-PC4</b>	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	7,6	<i>Pullenia bulloides</i> <i>Oridorsalis umbonatus</i> <i>Eggerella bradyi</i>	2,0 1,6 1,5	20,5



**Abb. 12a:** Verlauf verschiedener Parameter zur Kennzeichnung von Faunentrends, δ<sup>18</sup>O- und δ<sup>13</sup>C-Werte an der Station PS2564-3/2.



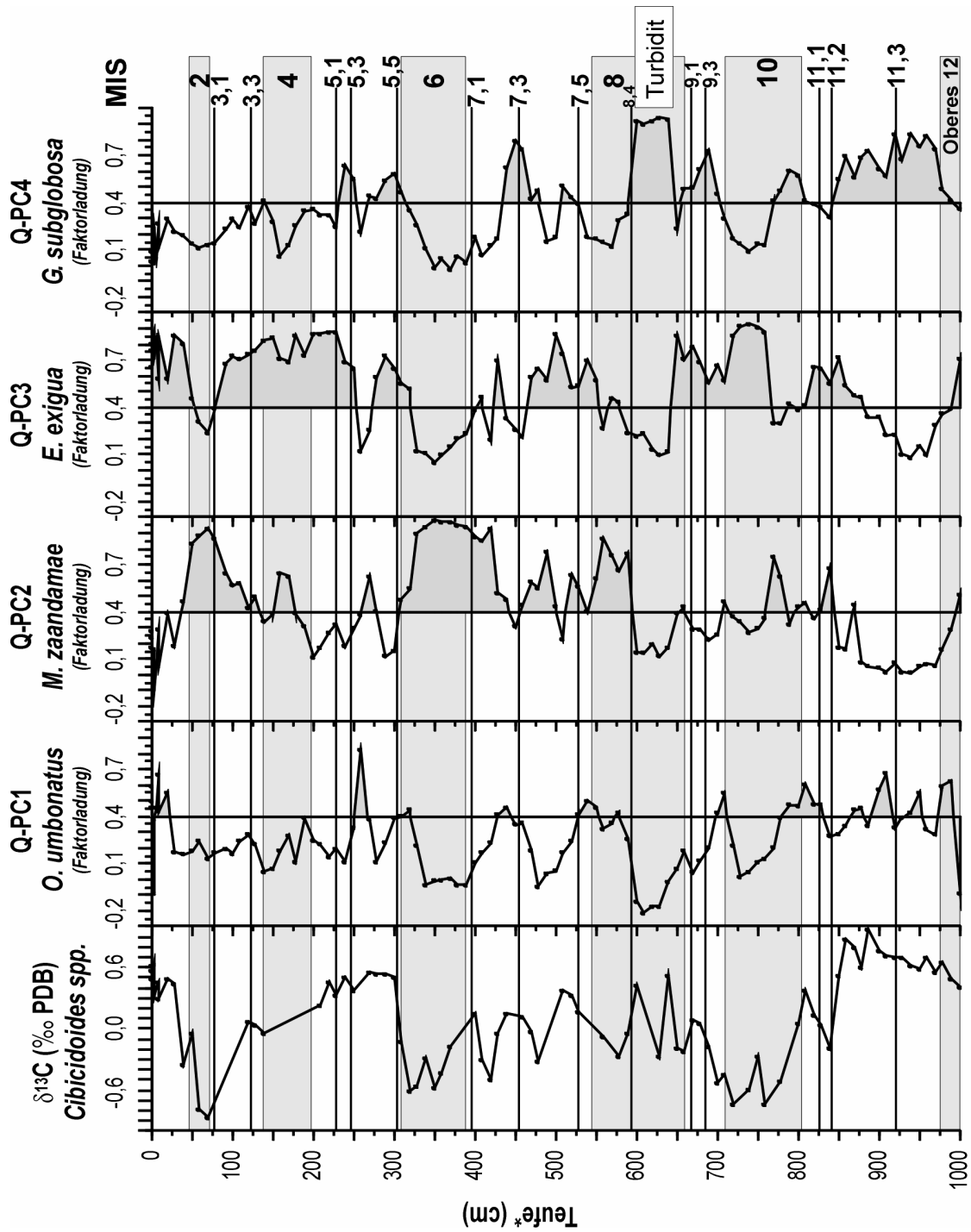


Abb. 12b: Benthische Foraminiferengesellschaften (Q-Modus, 4-Faktorenlösung) für den Kern PS2564-3/2.

## 5 Diskussion

### 5.1 Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen

#### 5.1.1 Ökologie benthischer Foraminiferen

Benthische Foraminiferen kommen in großer Anzahl weltweit in allen marinen Lebensräumen vor. Die Erhaltung ihrer agglutinierten oder vor allem kalzitischen Gehäuse in fossilen Sedimenten ist meist sehr gut. Sie bieten die Möglichkeit, in zweifacher Hinsicht als Proxies benutzt zu werden: auf chemischen und auf biologischem Wege. Einerseits zeichnen sie beim Bau ihrer kalzitischen Gehäuse den Chemismus des sie umgebenden Wassers (Tiefen-/ Bodenwassermasse oder Porenwasser) auf. Andererseits sind sie in ihrer Artenzusammensetzung und der Anzahl ihres Auftretens jeweils der entsprechenden Umwelt angepasst und reagieren auf Veränderungen dieser Umwelt (Übersicht gegeben in GOODAY 1994, MACKENSEN ET AL. 1995, GOODAY & RATHBURN 1999, SEN GUPTA 1999). Dies sind gute Voraussetzungen für die Verwendung benthischer Foraminiferen als Indikatoren für spätquartäre Umweltbedingungen und somit für paläozeanographische Rekonstruktionen.

Benthische Tiefsee-Foraminiferen besiedeln verschiedene, stratifizierte Mikrohabitate auf und im Sediment (CORLISS 1985, GOODAY 1986, MACKENSEN & DOUGLAS 1989, SCHUMACHER 2001, FONTANIER ET AL. 2002, LICARI ET AL. 2003). Generell wird zwischen epifaunalen und infaunalen Arten unterschieden (CORLISS & CHEN 1988). Epifaunale Arten leben an der Sedimentoberfläche, infaunale Arten leben im Sediment. CORLISS (1991) unterscheidet die infaunalen Arten weiterhin in eine flache (0-2 cm), intermediäre (1-4 cm) und in eine tiefe (>4 cm) Infauna. Die vertikale Position der Foraminiferen zu ihren Lebzeiten über oder im Sediment hat dabei entscheidenden Einfluß auf das stabile Isotopenverhältnis ihrer Gehäuse (McCORKLE ET AL. 1990 und 1993a, CHANDLER 1996, MACKENSEN ET AL. 2000, MACKENSEN & LICARI 2003).

Für die Wahl des Mikrohabitats ist maßgeblich die Verfügbarkeit von Nahrung und Sauerstoff entscheidend (CORLISS & EMERSON 1990, JORISSEN ET AL. 1995, DE STIGTER 1996, VAN DER ZWAAN ET AL. 1999, FONTANIER ET AL. 2002). Weitere wichtige Umweltparameter können z. B. auch die hydrodynamischen und physikochemischen Eigenschaften der Boden- bzw. der Porenwassermasse sein (MURRAY 1991, SCHNITKER 1994, MACKENSEN ET AL. 1993a und 1995, SCHMIEDL ET AL. 1997). Das TROX-Modell von JORISSEN ET AL. (1995) erklärt vereinfacht die Mikrohabitattiefe als eine Funktion der beiden negativ miteinander korrelierten Parameter Sauerstoff und Verfügbarkeit von Nahrung. Die Mikrohabitattiefe wird in oligotrophen Gebieten durch einen kritischen Grenzwert für Nahrung und in eutrophen Gebieten durch einen kritischen Grenzwert für Sauerstoff bestimmt. Die Maximaltiefe des Mikrohabitats verändert sich mit der Höhe des Nahrungsflusses:

In oligotrophen Gebieten wird die gesamte zersetzbare Nahrung an der Sedimentoberfläche verbraucht, im unterlagernden Sediment sind nur geringe Anteile an schwer zu zersetzender organischer Substanz vorhanden. Daher erfolgt die Besiedelung nur an der Grenze Sedimentoberfläche/flach infaunaler Bereich, hier ist ausreichend Sauerstoff vorhanden. Tiefer infaunale Arten kommen aufgrund der dort fehlenden Nahrung nicht vor. Nimmt der Nahrungsfluss zu (in mesotrophen Ge-

bieten), wird auch die Mikrohabittiefe größer. Dies ist darauf zurückzuführen, dass mehr zersetzbares organisches Material an der Sedimentoberfläche ankommt und damit auch mehr Material durch Bioturbation in tiefere Sedimentschichten gelangen kann und somit als Nahrungsgrundlage für infaunale Faunen dient. In eutrophen Gebieten hingegen wird die Mikrohabittiefe nicht mehr durch einen kritischen Grenzwert für die Nahrung bestimmt, sondern durch einen kritischen Grenzwert für Sauerstoff. Durch die Zersetzung der hohen Menge an vorhandenem organischem Material im Sediment wird mehr Sauerstoff verbraucht, als durch Bioturbation und Diffusionsvorgänge im Sediment erzeugt werden kann. Je mehr organisches Material im Sediment zersetzt wird, desto höher wird die Sauerstoffzehrung und desto geringer mächtig die sauerstoffhaltige Sedimentschicht bis hin zu anoxischen Bedingungen. Dies bedeutet, dass auch die maximale Mikrohabittiefe geringer wird. Eine Ausnahme bildet eine tiefe Infauna, deren Mikrohabitat sich entlang den Redoxfronten im Sediment befindet (RATHBURN & CORLISS 1994, BERNHARD & SEN GUPTA 1999). JORISSEN ET AL. (1999) ordnen diese Fauna in den mesotrophen Bereich ihres Modells ein, da dieses Verhalten eher für Gebiete mit limitiertem Nahrungsangebot plausibel scheint und außerdem in stark oligotrophen Gebieten bisher nicht beobachtet worden ist. Das Mikrohabitat benthischer Foraminiferen ist jedoch nicht als statisches Modell zu betrachten, sondern als eine dynamische Anpassung der Foraminiferen an die für sie jeweils besten Lebensbedingungen, d. h. die Optimierung des Erwerbs von Nahrung (LINKE & LUTZE 1993, JORISSEN ET AL. 1995).

Für die Zusammensetzung rezenter benthischer Foraminiferenfaunen aus dem östlichen Südatlantik ist nach MACKENSEN ET AL. (1995) und SCHMIEDL ET AL. (1997) im Allgemeinen das unterschiedliche Zusammenspiel von vier Umwelteinflüssen verantwortlich:

- Nahrung: dazu gehört die Höhe der Exportproduktion, die Saisonalität und die Qualität der Nahrung (CARALP 1984, LUTZE & COULBOURN 1984, ALTENBACH & SARNTHEIN 1989, CARALP 1989, LOUBERE 1991, GOODAY ET AL. 1992, SCHNITKER 1994, MACKENSEN ET AL. 1995, SCHMIEDL ET AL. 1997, FARIDUDDIN & LOUBERE 1997, JORISSEN ET AL. 1998, GOODAY & RATHBURN 1999, LOUBERE 1999, JORISSEN & ROHLING 2000, FONTANIER ET AL. 2003).
- Sauerstoff: dazu zählen die Advektion sowie die Tiefen- und Bodenwasserbelüftung und der Sauerstoffgehalt im Porenwasser (MACKENSEN & DOUGLAS 1989, GOODAY & TURLEY 1990, BARMAWIDJAJA ET AL. 1992, BERNHARD 1992, JORISSEN ET AL. 1992, RATHBURN & CORLISS 1994, ALVE & BERNHARD 1995, WOLLENBURG & MACKENSEN 1998a, MOODLEY ET AL. 1998, SCHUMACHER 2001, LICARI ET AL. 2003, GESLIN ET AL. 2004).
- Lösung: hier spielt die Karbonatuntersättigung vor allem der Tiefen- und Bodenwassermassen und damit das karbonat-korrosive Milieu zwischen Kalzitlysochlorine und Kalzitkompensationstiefe eine Rolle (STREETER 1973, SCHNITKER 1974, MACKENSEN ET AL. 1993a, SCHNITKER 1994, SCHMIEDL ET AL. 1997).
- Energie: wichtig sind hier die Strömungsgeschwindigkeit der Bodenwassermasse und die Korngrößenzusammensetzung des Sediments (MURRAY 1991, MACKENSEN ET AL. 1995, SCHMIEDL ET AL. 1997).

### Der Umweltparameter „Nahrung“:

Eine große Anzahl an Untersuchungen belegt, dass sich die Zusammensetzung der Foraminiferenfauna und die Häufigkeiten an benthischen Foraminiferen in Abhängigkeit vom Produktivitätsmuster im Oberflächenwasser und der Exportrate zum Meeresboden ändert (DOUGLAS & WOODRUFF 1981, LUTZE & COULBOURN 1984, CORLISS ET AL. 1986, LUTZE ET AL. 1986, BERGER & DIESTER-HAASS 1988, LOUBERE 1991, HERGUERA & BERGER 1991, GOODAY 1993, MACKENSEN ET AL. 1993a, JORISSEN ET AL. 1995, FARIDUDDIN & LOUBERE 1997, LOUBERE 1999, KITAZATO ET AL. 2000, SCHMIEDL ET AL. 2000, RATHBURN ET AL. 2001, FONTANIER ET AL. 2002, HEINZ ET AL. 2002, GOODAY & HUGHES 2002, HEINZ & HEMLEBEN 2003).

LOUBERE (1991) zeigt in einer Fallstudie aus dem äquatorialen Pazifik, bei der das Ausmaß der Produktivität im Oberflächenwasser die einzige sich deutlich verändernde Variable war, dass eine gute Korrelation zwischen benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen und der biologischen Produktion im Oberflächenwasser besteht. In späteren Arbeiten wurde die Korrelation zwischen benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen und der Produktivität ebenfalls im Atlantik (FARIDUDDIN & LOUBERE 1997), im Indischen Ozean (LOUBERE 1998), im Pazifik (LOUBERE 1999) und für den gesamten Weltozean (LOUBERE & FARIDUDDIN 1999) bestätigt. Auch in Laborexperimenten (ALTENBACH 1992, LINKE 1992, LINKE ET AL. 1995) und bei rezenten Untersuchungen am Meeresgrund (GOODAY & LAMBSHEAD 1989, LAMBSHEAD & GOODAY 1990, GOODAY 1993) vor und nach der Ablagerung von Phytodetritus wurde gezeigt, dass einige benthische Foraminiferenarten sehr schnell auf den Eintrag von Nahrung reagieren. So erreichen z. B. die Arten *Alabaminella weddellensis* und *Epistominella exigua* die höchsten Siedlungsdichten innerhalb einer frisch abgelagerten Phytodetrituslage (THIEL ET AL. 1989, GOODAY & LAMBSHEAD 1989, GOODAY 1993). KITAZATO ET AL. (2000) beschreiben die Beobachtung lebender benthischer Foraminiferen in 1400 m Tiefe in der Sagami-Bucht (Japan) über einen Zeitraum von vier Jahren. Saisonale Maxima im Eintrag von organischem Kohlenstoff zum Meeresboden sind hier verantwortlich für einen direkten Produktionsanstieg der Foraminiferen und einen Anstieg der Populationsgröße. Die Daten zeigen, dass einige Arten mehr opportunistisch sind als andere. Die frische Phytodetrituslage sorgt für eine schnelle Reproduktion der flach infaunalen Arten (*Bolivina pacifica*, *Stainforthia apertura*, *Textularia kattegatensis*). Hingegen zeigen tief infaunale Taxa eine weniger deutliche Reaktion auf die Saisonalität des organischen Flusses (*Globobulimina affinis*, *Chilostomella ovoidea*).

Faunenvergesellschaftungen, die durch infaunale Gattungen wie *Globobulimina* und *Chilostomellen* sowie verschiedene *Melonis*- und *Bulimina*-Arten charakterisiert sind, gelten als sichere Anzeiger von regionalen Hochproduktionsgebieten (LUTZE ET AL. 1986, MACKENSEN et al. 1993a, SCHMIEDL ET AL. 1997). FARIDUDDIN & LOUBERE (1997) definieren ebenfalls eine meist infaunal lebende Hochproduktions-Vergesellschaftung, die sich aus den Arten *Uvigerina peregrina*, *Melonis barleeaanum*, *Globobulimina* sp. zusammensetzt. Im Gegensatz zu epifaunalen Arten, die auf frisches organisches Material spezialisiert sind (GOODAY 1993), steht infaunalen Arten im Wesentlichen nur älteres, schwer abbaubares organisches Material zur Verfügung, dessen Qualität im Vergleich zum frischen Material niedriger ist. Treten saisonale Schwankungen auf, wird frisches Material nur unregelmäßig angeliefert und steht meist auch nur den epifaunalen Arten zur Verfügung. Tiefinfaunale Arten wie *M. zaandamae* und *M. barleeaanum* hingegen unterliegen im Gegensatz zu

epibenthischen Arten wie *E. exigua* nicht der Saisonalität. Das ältere organische Material im Sediment ist in gleichbleibender Menge vorhanden, sofern entsprechende hohe Mengen zugeführt werden und führt somit auch zu einer kontinuierlichen Reproduktion über das ganze Jahr hinweg (MURRAY 1991). Im Gegensatz dazu stehen saisonale Reproduktionszyklen epibenthischer Arten nach einem plötzlichen Nahrungszutrag auf die Sedimentoberfläche (GOODAY 1988, KITAZATO ET AL. 2000).

Nach HERGUERA (2000) ist in offenen Ozeanbereichen, in denen die Nahrung der limitierende Faktor einer Foraminiferenvergesellschaftung ist, die Anzahl der benthischen Foraminiferen pro Sedimentvolumen und pro Zeiteinheit von der Wassertiefe und von der Menge des organischen Materials abhängig, das zum Meeresboden transportiert wird. Die Höhe des Exports des organischen Materials aus der photischen Zone wiederum ist abhängig von der Produktion im Oberflächenwasser. Als einfaches Maß zur Abschätzung der  $C_{org}$ -Flussraten bzw. der Primärproduktion im Oberflächenwasser kann die Akkumulationsrate benthischer Foraminiferen (Benthische Foraminiferen-Akkumulationsrate = BFAR) (HERGUERA & BERGER 1991) verwendet werden. Mit Hilfe der BFAR ist es möglich, die Primärproduktion zu berechnen.

### Der Umweltparameter „Sauerstoff“:

In einigen Studien wurde gezeigt, dass die Siedlungsdichte infaunaler Arten und die Sauerstoffkonzentration des Boden- bzw. vor allem des Porenwassers positiv miteinander korrelieren (BARMAWIDJAJA ET AL. 1992, JORISSEN ET AL. 1992, LOUBERE 1994, LOUBERE & QIAN 1997, FONTANIER ET AL. 2002). Generell nimmt mit zunehmender Sedimenttiefe der Sauerstoffgehalt ab. In Bereichen mit sauerstoffreichem Bodenwasser ist die Sauerstoffversorgung des Sediments ausreichend und die sauerstoffhaltige Zone daher bis mehrere Zentimeter mächtig. Durch den Abbau von organischer Substanz im Sediment wird Sauerstoff verbraucht. Je mehr organisches Material im Sediment zersetzt wird, desto höher wird die Sauerstoffzehrung und desto geringer mächtig die sauerstoffhaltige Sedimentschicht bis hin zu anoxischen Bedingungen. Dies bedeutet, dass auch die maximale Mikrohabittiefe geringer wird (JORISSEN ET AL. 1995).

Nach LINKE & LUTZE (1993) und MACKENSEN & LICARI (2003) wandern benthische Tiefseearten vertikal im Sediment bei jahreszeitlich oder episodisch stark schwankender Nahrungszufuhr und/oder anderen sich verändernden Umweltparametern. In Laborexperimenten konnten von ALVE & BERNHARD (1995), MOODLEY ET AL. (1998) und GESLIN ET AL. (2004) gezeigt werden, dass anoxische Bedingungen eine Wanderung von benthischen Foraminiferen nach oben in der Sedimentsäule auslösen können und dabei auch eine Migration für längere Zeit durch anoxisches Sediment möglich ist. Dabei wurden Unterschiede in der Toleranz anoxischen Bedingungen gegenüber innerhalb der untersuchten Arten festgestellt (siehe auch BERNHARD & SEN GUPTA 1999 und GOODAY & RATHBURN 1999).

Ist genügend Sauerstoff vorhanden (Werte  $>1,0$  ml/L, MURRAY 2001), so ist meist das Auftreten bestimmter Foraminiferen oder einer bestimmten Vergesellschaftung nicht direkt von diesem Faktor abhängig. Befindet sich der Sauerstoffgehalt in einem sehr niedrigen bis niedrigen Bereich ( $<0,05$  bis  $1,0$  ml/L; MURRAY 2001), so kann eine Vergesellschaftung als Proxy für diesen spezifischen Bereich dienen (BERNHARD

ET AL. 1997). Meist werden tief infaunale Taxa (wie z. B. *Globobuliminen*, *Chilostomellen*, bestimmte *Bolivinen*, bestimmte *Fursenkoinen* und bestimmte *Buliminen*) als Anzeiger hoher organischer Kohlenstoff-Flussraten und/oder zeitweise anoxischer bis suboxischer Bedingungen am Meeresgrund oder im Sediment interpretiert (CORLISS 1991, KAIHO 1994, ALVE & BERNHARD 1996, BERNHARD & SEN GUPTA 1999, SCHUMACHER 2001, FONTANIER ET AL. 2002).

#### Der Umweltparameter „Lösung“:

Das karbonat-korrosive Milieu zwischen der Kalzitlysochlorine und der Kalzitkompensationstiefe bevorzugen nur bestimmte Arten als Lebensraum. Typischer Vertreter einer solchen Fauna mit kalzitischem Gehäuse ist *Nuttalides umbonifer* (MACKENSEN ET AL. 1990, 1993a und 1995, SCHMIEDL ET AL. 1997). Unterhalb der Kalzitkompensationstiefe (CCD) sind keine benthischen Foraminiferen mit kalzitischem Gehäuse mehr zu finden, die Faunen dort werden von agglutinierten Arten bestimmt. In den untersuchten Kernen wurde keine von *N. umbonifer* dominierte Vergesellschaftung vorgefunden.

#### Der Umweltparameter „Energie“:

An exponierten Stellen im Kuppenbereich von Rücken (VAN LEEUWEN 1989, MACKENSEN ET AL. 1993a, SCHMIEDL ET AL. 1997) ist eine Anpassung bestimmter Arten an höhere Strömungsgeschwindigkeiten, niedrige Nahrungsflüsse und sandreiche Sedimente festzustellen. Eine von *Globocassidulina subglobosa* dominierte Fauna gilt als Anzeiger solcher Umweltbedingungen.

#### Fazit:

Nach KURIHARA & KENNETT (1986) ist meist eine große Anzahl verschiedener Foraminiferenarten innerhalb einer Foraminiferenvergesellschaftung vertreten, aber dominiert werden die Vergesellschaftungen jeweils doch nur von wenigen Arten. Aufgrund dessen sind es vor allem die Fluktuationen dieser dominanten Arten, die die wichtigsten Veränderungen ihrer Umwelt im Laufe der Zeit anzeigen. Das Auftreten einer dominierenden Art bzw. einer dominierenden Vergesellschaftung wird in unterschiedlichen Lebensräumen oftmals durch unterschiedliche Faktoren bestimmt. Die Überschreitung des kritischen Grenzwertes eines oder mehrerer Faktoren führt zur Ausbildung eines bestimmten Verteilungsmusters der dominierenden Art bzw. Vergesellschaftung. In einem Lebensraum, in der die Mehrheit der Faktoren nur einen geringen Einfluss hat, aber ein Faktor entscheidenden Einfluss ausübt, ist dieser Faktor prägend für das Auftreten einer Art oder einer Vergesellschaftung (MURRAY 2001). Eine Korrelation zwischen diesem Faktor und der Art bzw. Vergesellschaftung kann sicher bestimmt werden. Diese Zusammenhänge sind Grundlage der Interpretation der Faunenmuster in dieser Arbeit.

### **5.1.2 Benthische Foraminiferenvergesellschaftungen als paläozeanographische Indikatoren im südlichen Südatlantik**

Im Südatlantik und im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres wird die Verteilung benthischer Foraminiferenvergesellschaftungen vor allem durch die zeitliche Variation der Tiefen- bzw. Bodenwassermassenzirkulation und dem organischen Kohlenstoff-Fluss aus dem Oberflächenwasser gesteuert (LOUBERE 1991, MACKENSEN ET AL. 1993a, SCHNITKER 1994, MACKENSEN ET AL. 1995, HARLOFF & MACKENSEN 1997 und SCHMIEDL ET AL. 1997). Im Folgenden werden die spätquartären Änderungen innerhalb der Vergesellschaftungen im Hinblick auf diese beiden wichtigsten

Umwelteinflüsse diskutiert. Dabei dient das Wissen der rezenten Ökologie benthischer Foraminiferen aus dem östlichen und südlichen Südatlantik (MACKENSEN ET AL. 1990, 1993a, 1995 und 2000, SCHMIEDL ET AL. 1997, SCHUMACHER 2001, MACKENSEN & LICARI 2003) für die paläozeanographische Interpretationen in derselben Region.

Die Entkopplung der Signale der Tiefen- bzw. Bodenwassermassen und der Produktivität ist nicht ganz unproblematisch. In Gebieten mit hoher Primärproduktion im Oberflächenwasser wird das Wassermassensignal durch ein Produktivitätssignal überdeckt. In der Faunenvergesellschaftung überwiegen dann die infaunalen Arten. Unterliegt die Verteilung der Tiefen- bzw. Bodenwassermassen nur wenigen Veränderungen und zeigen die meisten Wassermasseneigenschaften (wie Temperatur und Salzgehalt) über große Bereiche hinweg nur geringe Variationen, hängt die Zusammensetzung der Vergesellschaftung ebenfalls zum Großteil von den Prozessen im Oberflächenwasser ab, die die Nahrungszufuhr zum Meeresboden steuern (MACKENSEN ET AL. 1985, LOUBERE 1991, MACKENSEN ET AL. 1993a). In diesem Fall ist die Bestimmung des Einflusses der Primärproduktion aber einfacher (MURRAY 2001). In Gebieten mit großen ozeanischen Frontensystemen hingegen ist nach MACKENSEN ET AL. (1993a) das Signal, das fossile benthische Faunenvergesellschaftungen überliefern, eine Mischung aus dem regionalen oder überregionalen Bodenwassermassensignal und dem lokalen oder regionalen Produktivitätssignal.

Die rezenten Positionen aller Kerne befinden sich im Bereich des ACC, also in einem der größten ozeanischen Frontensysteme der Erde. Außerdem zeigt die Betrachtung der die Kerne rezent umgebenden Wassermassen, dass sich der Kern PS2495 im NADW und die Kerne PS2498 und PS2499 in einem Mischungsbereich von CDW und NADW befinden (DIEKMANN ET AL. 1999, MACKENSEN ET AL. 2001). Der Einfluß des NADW nimmt von Nord nach Süd ab und ist am Kern PS2495 am ausgeprägtesten (MACKENSEN ET AL. 2001). Der Kern PS2489 befindet sich ebenfalls im Mischungsbereich von NADW und CDW (BECQUEY & GERSONDE 2003), die Kerne PS1754 und PS2564 werden zu großen Anteilen von CDW umgeben (MACKENSEN ET AL. 2001). Viele Rekonstruktionen spätquartärer Änderungen der Tiefen- und Bodenwassermassenzirkulation kommen zu dem Ergebnis, dass die Bildung von NADW im Nordatlantik, die als wesentlicher Motor für die globale thermohaline Zirkulation im tiefen Ozean angesehen wird, während der Kaltzeiten stark reduziert war oder sogar aussetzte (BROECKER & DENTON 1989, OPPO ET AL. 1990, RAYMO ET AL. 1990, HODELL 1993, HOWARD & PRELL 1994, SARNTHEIN ET AL. 1994, SCHMIEDL & MACKENSEN 1997, DIEKMANN & KUHN 1997, RUTBERG ET AL. 2000, MACKENSEN ET AL. 2001). Außerdem sind in zahlreichen Publikationen Positionsveränderungen einzelner oder aller ozeanischen Fronten des ACC im Südatlantik während des Spätquartärs im Glazial/Interglazial-Rhythmus beschrieben (BRATHAUER & ABELMANN 1999, NÜRNBERG ET AL. 1997, ASMUS ET AL. 1999, MACKENSEN ET AL. 2001, GERSONDE ET AL. 2003).

Somit sind alle hier untersuchten Kerne in einer Position, die sehr sensitiv ist sowohl gegenüber Veränderungen des Frontensystems und an diese Fronten gebundene Hochproduktionsgürtel als auch gegenüber Veränderungen in der Tiefen- und Bodenwassermassenzirkulation im Wechsel Glazial/Interglazial. Im Folgenden soll nun anhand der ermittelten Daten geklärt werden, welche Umweltparameter wann entscheidend zur Entwicklung der Faunenvergesellschaftungen beigetragen haben und wie die Fluktuationen im Wechsel Glazial/Interglazial zu interpretieren sind. Es

wird ein Modell entwickelt, das die hydrographische Situation über den Zeitraum der letzten 300 000 Jahre im untersuchten Gebiet skizziert.

## 5.2 Fluktuationenmuster der benthischen Isotopensignale, der Diversität und Äquität

In den vorausgegangenen Kapiteln konnte deutlich gezeigt werden, dass die benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen und damit verbundene Parameter der bearbeiteten Kerne zeitlichen Änderungen unterliegen. Im Folgenden wird auf die Fluktuationenmuster der Parameter „Benthische Isotopensignale“, „Diversität“ und „Äquität“ näher eingegangen.

### 5.2.1 Benthische Isotopensignale

In allen Kernen steigen die zumeist an *Cibicidoides wuellerstorfi* gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte während der Glazialzeiten an und die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte fallen ab, während in den Warmzeiten das Verhalten umgekehrt ist. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven aller untersuchten Kerne entsprechen sehr gut der SPECMAP-Standardisotopenkurve (IMBRIE ET AL. 1984). Für den Kern PS2499-5/1 waren während der MIS4 und MIS2 aufgrund des Rückgangs der karbonatischen Ablagerungen keine Isotopendaten zu ermitteln. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der südlicher liegenden Kerne sind generell geringfügig höher (MACKENSEN ET AL. 2001). Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven aller untersuchten Kerne zeigen während der MIS6, MIS4 und MIS2 und während der kalten Zwischenstadien MIS5.4 und MIS5.2 niedrige Werte, während sie in den warmen Zwischenstadien MIS5.5, MIS5.3, MIS5.1, MIS3.3 und dem Holozän hoch sind (Abb. 13). Der Unterschied beim Übergang Glazial/Interglazial zwischen den Werten ist teilweise größer als 1‰ (MACKENSEN ET AL. 2001). Der Kern PS2495-3 zeigt dabei fast durchgehend im Vergleich zu den sich weiter südlich befindlichen Kernen die höchsten Werte. Der Unterschied zwischen den Werten aus dem nördlichen Kern und aus den südlicheren Kernen entlang des Mittelatlantischen Rückens ist während der Glazialzeiten nicht so groß wie während der Interglazialzeiten.

Niedrige  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Gehäuse epibenthischer Arten spiegeln niedrige Werte des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  der sie umgebenden Wassermasse wider. Junge, nährstoffarme Tiefenwassermassen wie z. B. das NADW im Atlantik zeigen hohe  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, ältere und mit Nährstoffen angereicherte Tiefenwassermassen hingegen besitzen niedrigere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (BROECKER & PENG 1982). Im südlichen Südatlantik stehen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ -Werte  $>0,6\text{‰}$  für NADW (MACKENSEN ET AL. 2001). Je geringer der Wert wird, desto geringer ist der Einfluß des NADWs an der jeweiligen Kernlokation. Für die niedrigeren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Foraminiferengehäuse aus dem Atlantik während der Glazialzeiten und ggf. kalten Interglazialzeiten wird von einer Vielzahl von Autoren eine Reduzierung der NADW-Produktion verantwortlich gemacht (OPPO & FAIRBANKS 1987, CURRY ET AL. 1988, BROECKER & DENTON 1989, RAYMO ET AL. 1990, HOWARD & PRELL 1994, RAYMO ET AL. 1997, FLOWER ET AL. 2000, RUTBERG ET AL. 2000).

Auch im untersuchten Kernmaterial wird die Abnahme der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der benthischen Foraminiferengehäuse während der Glazialzeiten unter anderem auf einen Rückgang des NADWs zurückgeführt (MACKENSEN ET AL. 2001). Aufgrund der Lage der untersuchten Kerne im Bereich des ACC sind darüber hinaus die benthischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zu niedrig, wenn die Kernlokation zeitweise einer saisonal hohen



Produktivität ausgesetzt war und die Foraminiferengehäuse so in einem  $\delta^{13}\text{C}$ -verarmten Wasser gebildet wurden (MACKENSEN ET AL. 1993b und 2001).

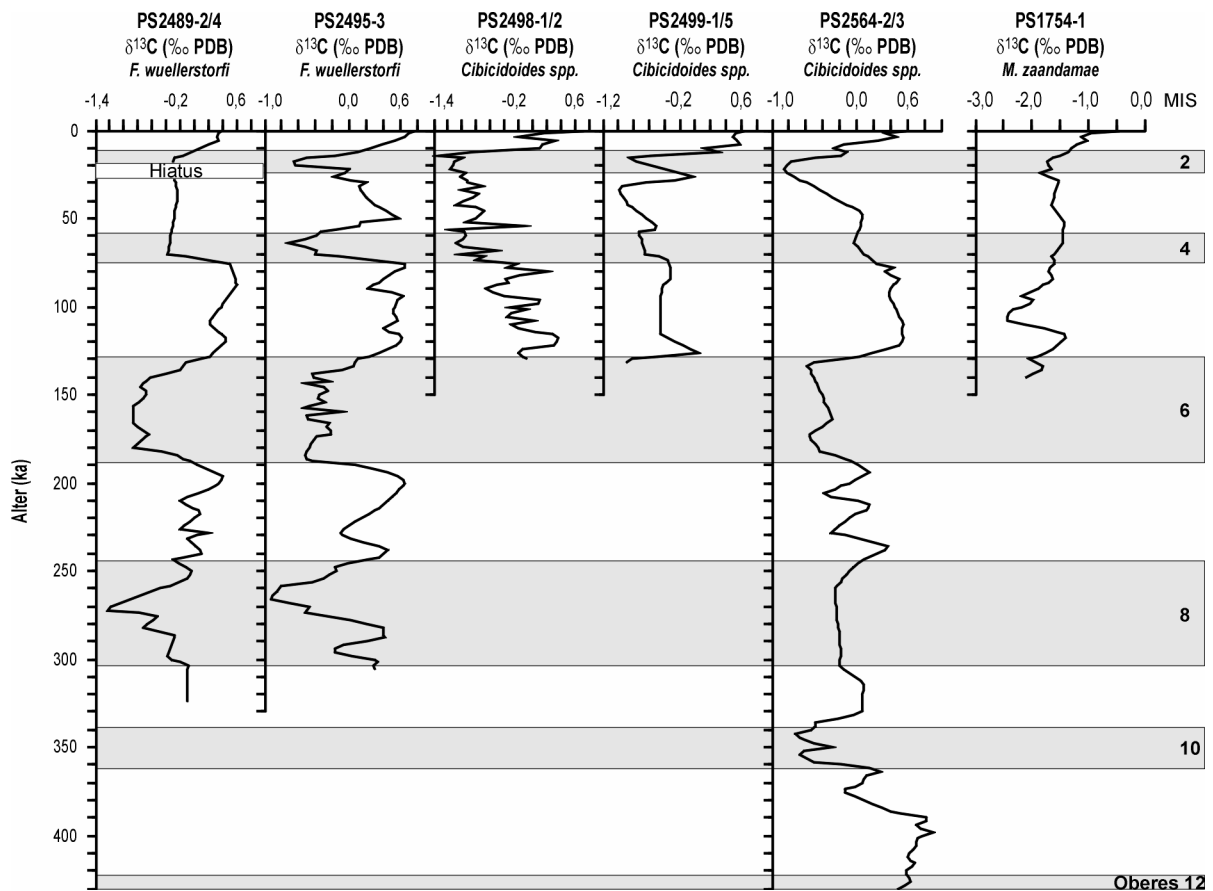


Abb. 13: Fluktuationen der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aller untersuchten Kerne.

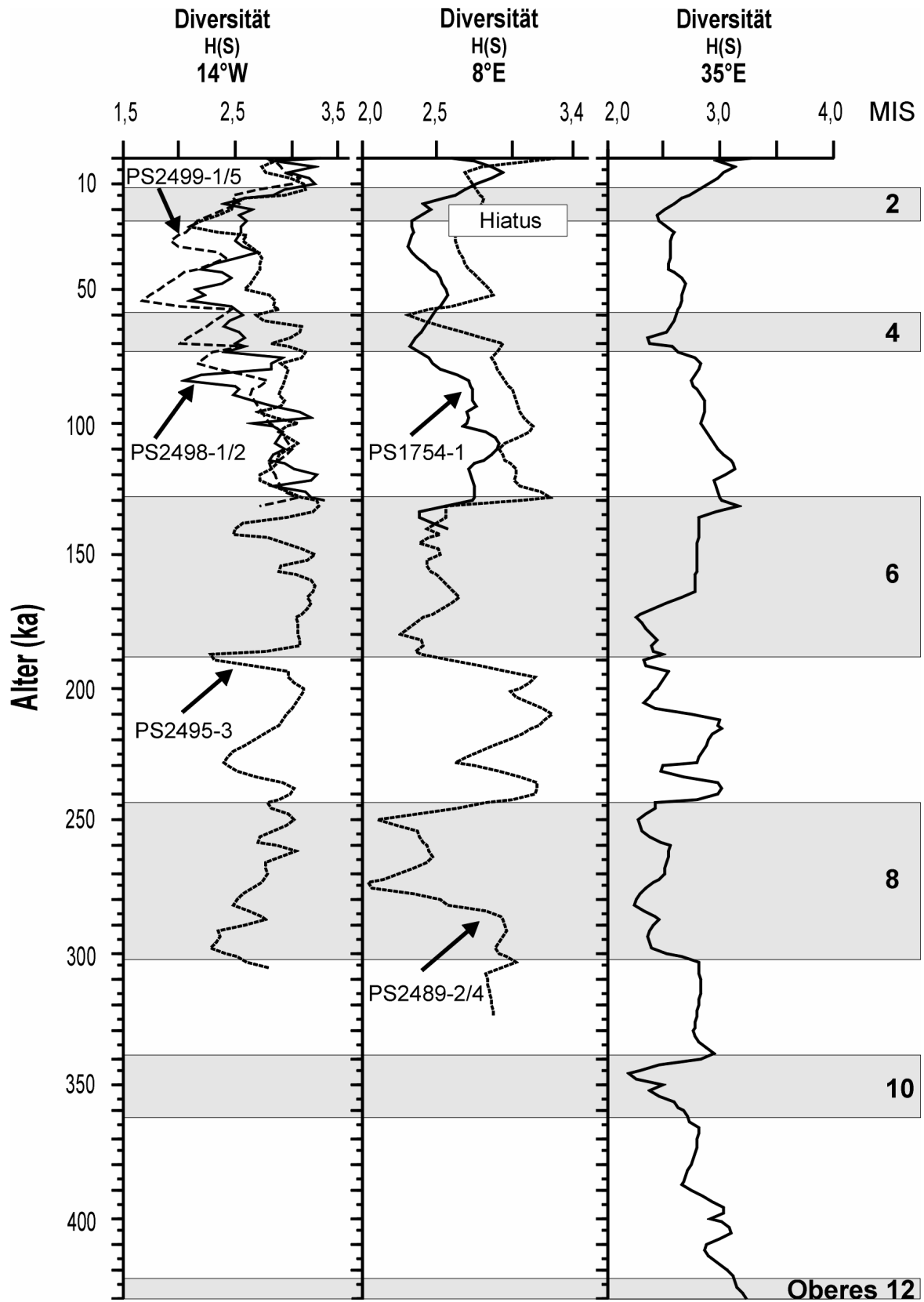
### 5.2.2 Diversität

Bereits von BUZAS & GIBSON (1969), DAYTON & HESSLER (1972) und GIBSON & BUZAS (1973) wurde als Hauptursache für hohe Diversitäten eine über größere geologische Zeiträume stabile Umwelt angenommen. Dies bedeutet, dass die höchsten Diversitäten üblicherweise in den Tiefseebereichen zu finden sind, in denen physikalische Parameter wie z. B. die Strömungsgeschwindigkeit den geringsten Einfluß haben. Die physikalische Stabilität erlaubt die Evolution von Spezialisten, Störungen fördern Opportunisten. Spezialisten können durch die Nutzung verschiedener ökologischer Nischen in höherer Anzahl auftreten, ihre Evolution erfordert aber auch Zeit. Eine Korrelation mit Artenzahlen ist jedoch nicht eindeutig, wenn die Tiefsee lokal starken Strömungen und/oder saisonaler Sedimentation ausgesetzt ist (GOODAY & LAMBSHEAD 1989, GUPTA & SRINIVASAN 1992, SMART 1998). GUPTA ET AL. (2001) fassen in ihrer Arbeit die in der Literatur diskutierten Gründe für das Diversitätsverhalten und Hypothesen über globale Verteilungsmuster zusammen. Daraus schließen sie auf zwei Hauptgründe für räumliche Trends: (1) eine ansteigende Diversität mit abnehmendem Breitengrad und (2) einen generellen Anstieg der Diversität mit zunehmender Wassertiefe. In einer Untersuchung von CULVER & BUZAS

(2000) wird für den Südatlantik das gleiche Verhalten festgestellt: abfallende Diversität mit zunehmendem Breitengrad. SCHMIEDL ET AL. (1997) geben für die Vergesellschaftung am Walfisch-Rücken in einem oligotrophen Regime höhere Diversitätswerte an als für den südwestafrikanischen Kontinentalhang, der im Einflussbereich des Küstenauftriebs steht.

In allen sechs untersuchten Kernen dieser Arbeit ist in der Regel ein Abfallen der Diversitäten und Äquitäten in den Glazialstadien und ein Ansteigen in den Interglazialzeiten zu beobachten. Teilweise liegen die Diversitätswerte im MIS3 auf dem gleichen niedrigen Niveau wie während des MIS4 und 2. Trotz der Lage der Kerne in Wassertiefen zwischen 2519 und 3794 m ist nicht von einem stabilen Tiefseesystem und somit durchgängig hohen Diversitätswerten auszugehen, da sich die Kerne unterhalb des Zirkumpolarstroms befinden. Aus diesem Gebiet sind Verlagerungen des Frontensystems und damit Änderungen in der Zufuhr organischen Materials im Wechsel Glazial/Interglazial beschrieben (BRATHAUER & ABELMANN 1999, NÜRNBERG ET AL. 1997, ASMUS ET AL. 1999, MACKENSEN ET AL. 2001, GERSONDE ET AL. 2003), dem auch die Faunenvergesellschaftungen und ihre Diversitäten letztendlich unterliegen.

In den Kernen ist insgesamt eine geringe Abnahme des Durchschnitts der Diversitätswerte von Nord nach Süd in den Kernen entlang des Mittelatlantischen Rückens (PS2495-3, PS2498-1/2 und PS2499-5/1) und in den beiden Kernen etwa auf dem 8. Grad östlicher Länge (PS2489-2/4 und PS1754-1) zu erkennen, wie sie auch von CULVER & BUZAS (2000) gefunden wurde. Beim Betrachten der Fluktuationen des Kerns PS2495-3 ist auffällig, dass die Werte bis auf wenige Einbrüche im MIS7, zu Beginn und am Ende von MIS6 und im MIS2 generell hoch sind. Der Nord-Süd-Vergleich der Kurven entlang des Mittelatlantischen Rückens (PS2495-3, PS2498-1/2 und PS2499-5/1) ergibt außerdem, dass diese während des MIS5 und des Holozäns im gleichen Wertebereich liegen, aber während der MIS4, MIS3 und MIS2 eine Differenz untereinander aufweisen. Die höchsten Werte besitzt während dieser Zeit der nördlichste Kern PS2495-3, in der Mitte liegt PS2498-1/2 und die niedrigsten Werte zeigt PS2499-5/1 (Abb. 14).



**Abb. 14:** Nord-Süd-Vergleich der Diversitäten aller Kerne entlang des Mittelatlantischen Rückens (linker Teil der Abbildung), entlang etwa 8° östlicher Länge (mittlerer Teil der Abbildung) und bei 35° östlicher Länge (rechter Teil der Abbildung).

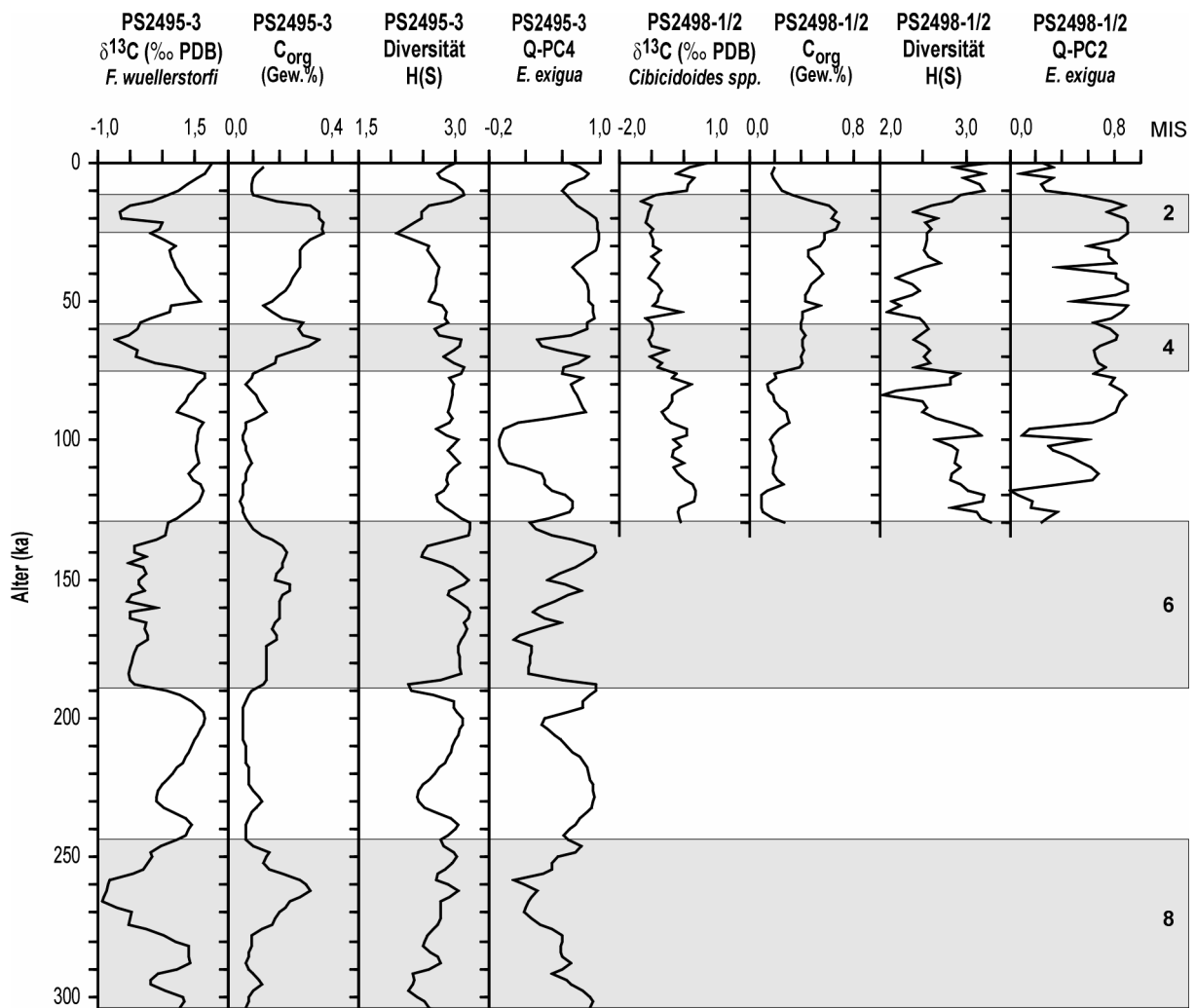
In allen Kernen folgen die Diversitäten den jeweiligen Trends der  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven der karbonatischen Gehäuse der benthischen Foraminiferen: niedrige  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Gehäuse gehen einher mit niedrigen Diversitätswerten und umgekehrt (Abb. 7a bis 12a). Eine Ausnahme ist im Kern PS2495-3 zu erkennen, hier ist das Verhalten in allen Glazialstadien bis auf das MIS2 gegenläufig, während der Interglaziale aber wie oben beschrieben (Abb. 9a).

Des Weiteren entsprechen hohe  $C_{\text{org}}$ -Werte des Sediments in den Kernen niedrigen Diversitätswerten und umgekehrt (Abb. 15, 16). Auch hier wieder zeigt der Kern PS2495-3 die gleichen Ausnahmen. Den Kern PS2495-3 ausgenommen, lässt sich daraus folgern, dass bei hoher und konstanter Nahrungszufuhr (hohen  $C_{\text{org}}$ -Werten) die Diversität eher niedrig ist, da ein reichhaltiges Nahrungsangebot vorhanden ist und keine Spezialisierungen nötig sind, die eine hoch diverse Fauna zur Folge haben. Diese Beobachtung wird auch von SCHMIEDL ET AL. (1997) für den hochproduktiven afrikanischen Kontinentalhang gemacht, an dem eine niedriger diverse Vergesellschaftung existiert. Im Vergleich dazu ist eine Vergesellschaftung am eher oligotrophen Walfisch-Rücken höher divers (SCHMIEDL ET AL. 1997). Außerdem kann die Aussage von THOMAS & GOODAY (1996) und OHKUSHI ET AL. (2000) bestätigt werden, dass bei einem erhöhten Vorkommen der Art *E. exigua* ebenfalls niedrige Diversitätswerte in der Gesamtf fauna zu finden sind. Dies ist in Abbildung 15 beispielhaft für die Kerne PS2495-3 und PS2498-1/2 gezeigt. Während saisonaler Phyto-detritus-Blüten wird kurzzeitig organisches Material zum Meeresboden geliefert, auf das vor allem diese Art mit einem verstärkten Wachstum reagiert und somit die Diversität nicht erhöht wird.

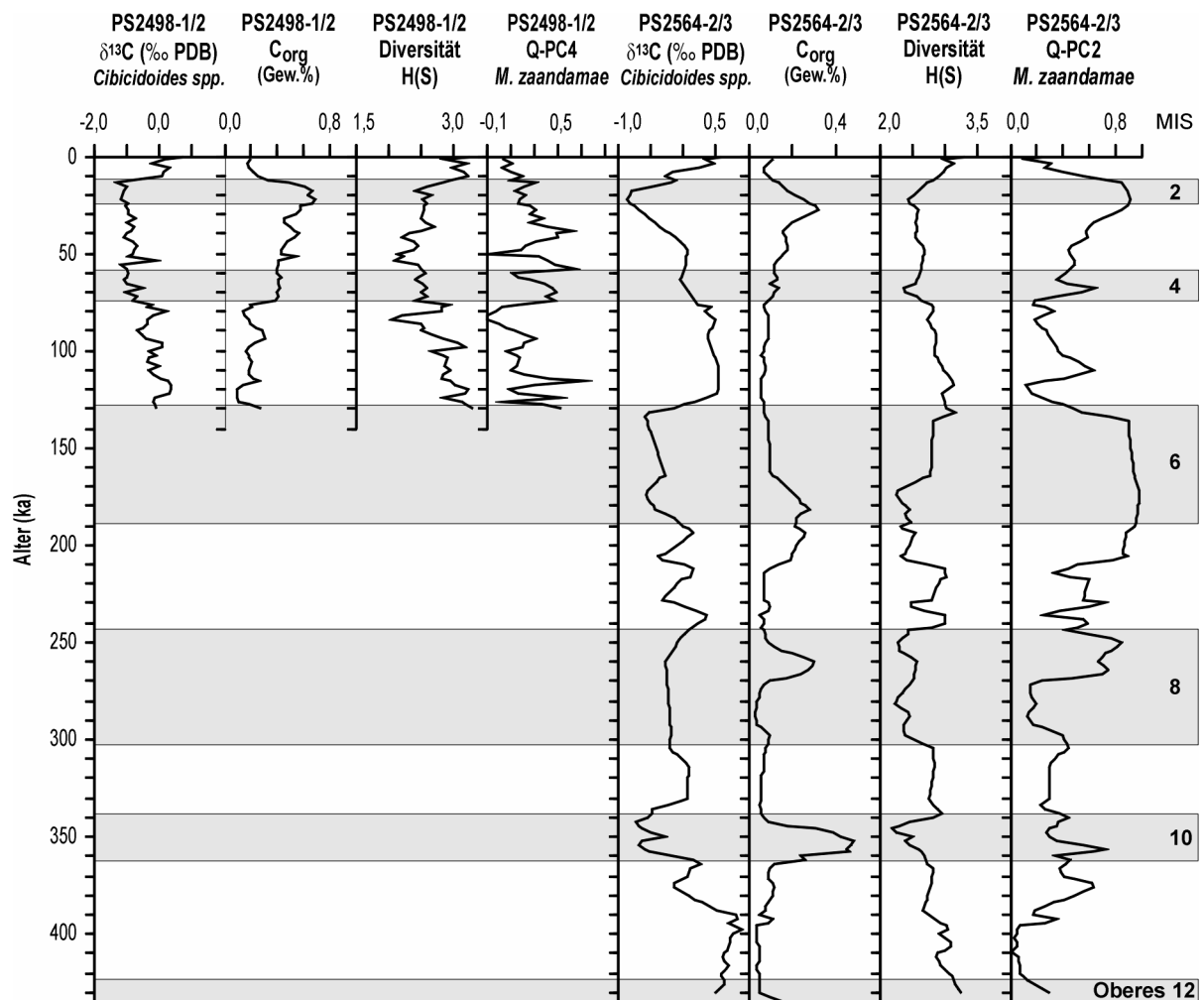
Ein Vergleich zwischen der *Melonis zaandamae*-Vergesellschaftung Q-PC4 des Kerns PS2498-2/4 und der *Melonis zaandamae*-Vergesellschaftung Q-PC2 des Kerns PS2564-3/2 und den jeweiligen Diversitäten zeigt jeweils einen weitgehendst spiegelbildlichen Kurvenverlauf (Abb. 16). Vergleicht man die jeweiligen  $C_{\text{org}}$ -Werte mit der jeweiligen Faktorladung der *M. zaandamae*-Vergesellschaftung, so zeigt sich eine positive Korrelation, hohe  $C_{\text{org}}$ -Werte gehen einher mit hohen Faktorladungswerten. Dies deutet auf eine konstante und hohe Nahrungszufuhr hin, die es infaunalen Arten ermöglicht, zu reproduzieren, da genügend Nahrung bis in das Sediment gelangt. Die vorgefundenen Vergesellschaftungen, die von *M. zaandamae* dominiert werden, werden als Hochproduktionsvergesellschaftung interpretiert. Aufgrund des spiegelbildlichen Verhaltens (hoher Anteil an der *M. zaandamae*-Fauna und niedrige Diversität und umgekehrt) wird die Aussage bestätigt, dass bei Hochproduktion sich niedrig diverse Faunen entwickeln.

In den untersuchten Kernen entsprechen in der Regel niedrige  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Gehäuse niedrigen Diversitätswerten in den Glazialzeiten und umgekehrt. Diese niedrigeren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zeigen den Rückgang des Einflusses von NADW an (MACKENSEN ET AL. 2001). Daraus lässt sich folgern, dass Diversitätsmaxima zeitgleich mit erhöhtem NADW-Zufluss an der Probenlokation sind. SCHMIEDL ET AL. (1997) beobachten ebenfalls ein Maximum in der Diversität aus dem östlichen Südatlantik, das innerhalb einer Wassertiefe liegt, die von NADW beeinflusst ist. Die Beobachtung, dass die Diversitätswerte in den Kernen entlang des Mittelatlantischen Rückens stärker differieren in den MIS4 bis MIS2, wohingegen sie im MIS5 und im Holozän nahe beieinander liegen, zeigt diese Fluktuationen im Zufluss von NADW.

Während der Glazialzeiten ist ein größerer Einfluß von NADW bis maximal zur Position des Kerns PS2495-3 aufgrund der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Gehäuse noch zu verzeichnen, die weiter südlich liegenden Kerne werden nur noch wenig von dieser Wassermasse beeinflusst (MACKENSEN ET AL. 2001). Dies führt zur größeren Breite in den Diversitätswerten dieser drei Kerne. Während der Interglazialzeiten hingegen war an allen drei Kernpositionen entlang des Mittelatlantischen Rückens der Einfluß des NADW stärker, so erklären sich auch die geringeren Unterschiede in den Diversitätswerten während der Interglaziale. Auch die oben beschriebenen und im Vergleich zu den Kernen PS2498-1/2 und PS2499-5/1 hohen Diversitätswerte des Kerns PS2495-3 während der Glazialstadien (Ausnahme MIS2) lassen sich mit dem Einfluss von NADW erklären, der an der Kernposition dieses Kerns auch noch während der Glazialzeiten vorhanden war, obwohl sicher in vermindertem Ausmaß. Die niedrigen Werte der Diversität am Ende des MIS3 und im MIS2 würden dann im Umkehrschluss dafür sprechen, dass auch an der Position des Kerns PS2495-3 kein Einfluß von NADW mehr gegeben war.



**Abb. 15:** Fluktuationenmuster der benthischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und des  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalts (MACKENSEN ET AL. 2001), sowie der Diversität und der Faktorladung der *E. exigua*-Vergesellschaftung der Kerne PS2495-3 und PS2498-1/2.



**Abb. 16:** Fluktuationenmuster der benthischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, des  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalts (für PS2498-1/2: MACKENSEN ET AL. 2001, für PS2564-3/2: G. Kuhn, unpubl. Daten), der Diversität und der Faktorladung der *M. zaandamae*-Vergesellschaftung der Kerne PS2498-1/2 und PS2564-3/2.

### 5.2.3 Äquität

Die Kurvenverläufe der Äquität entsprechen fast genau denen der Diversität, daher wird nicht weiter explizit auf die Fluktuationen der Äquitäten der jeweiligen Kerne eingegangen. Die weitgehende Parallelität der Fluktuationen der beiden Parameter zeigt, dass bei hohen Diversitätswerten die Fauna durch eine Vielzahl von Arten bestimmt wird. Bei niedrigen Diversitätswerten hingegen wird die Fauna durch weniger Arten dominiert, die mit sehr großen Anteilen vertreten sind.

### 5.3 Spätquartäre benthische Foraminiferenvergesellschaftungen

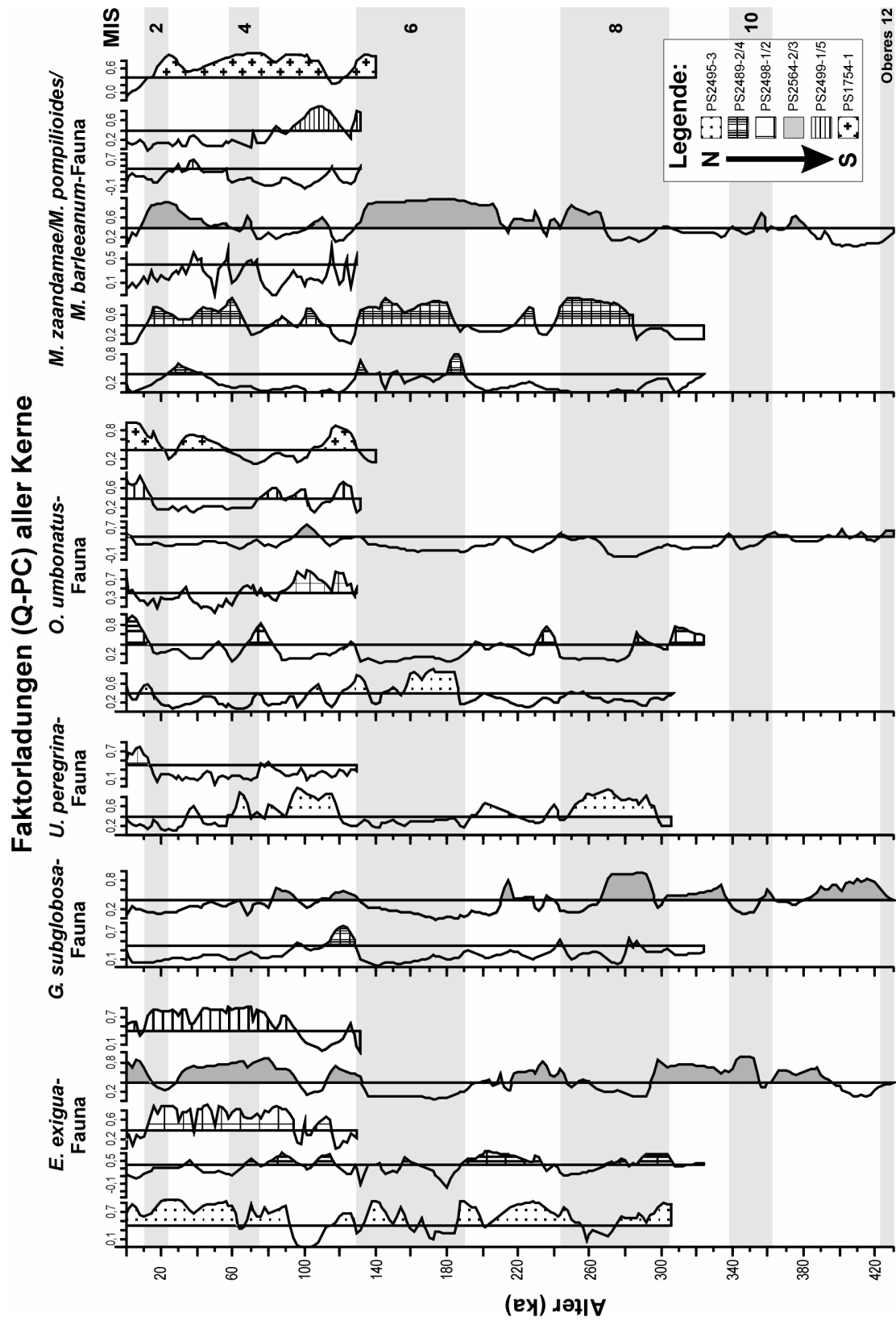
In allen sechs untersuchten Kernen dominiert nur eine begrenzte Anzahl von Arten die Faunenvergesellschaftungen. Diese Arten repräsentieren maßgeblich die fossilen Umweltbedingungen. Die Vertreter der Foraminiferenvergesellschaftungen sind *Epistominella exigua*, *Uvigerina peregrina*, *Oridorsalis umbonatus*, *Melonis zaandamae*, *Melonis pompilioides*, *Melonis barleeaanum* und *Globocassidulina subglobosa* (Abb. 17). Die ermittelten Vergesellschaftungen werden im Folgenden anhand der Kenntnisse ihrer Ökologie aus rezenten Untersuchungen interpretiert.

#### *Epistominella exigua*-Vergesellschaftung:

In den untersuchten Kernen weisen vor allem vier Kerne (PS2495-3, PS2498-1/2, PS2499-5/1 und PS2564-3/2) hohe Anteile an einer von *E. exigua* dominierten Vergesellschaftung auf. Auch im Kern PS2489-2/4 ist eine Vergesellschaftung vertreten, in der *E. exigua* dominant vorkommt (Abb. 17).

*Epistominella exigua* ist eine häufige Art der bathyalen und abyssalen Vergesellschaftungen aus dem Nord- und Südatlantik, Pazifik, Indik, Südozean und dem Europäischen Mittelmeer. Im eisbedeckten Arktischen Ozean ist sie nicht vertreten (MURRAY 1991, GOODAY 1993, WOLLENBURG & MACKENSEN 1998b). In MACKENSEN ET AL. (1993a) wird nördlich von 48° S im Südatlantik zwischen 1500 und 2300 m Wassertiefe eine „Northern Component Deep Water Fauna“ definiert, die von der Art *E. exigua* dominiert wird. Das geographische Vorkommen dieser Fauna entspricht hier dem Ausbreitungsbereich des NADW. Allerdings ist das Auftreten von *E. exigua* nicht generell an diese Wassermasse gebunden, denn in MACKENSEN ET AL. (1990) wird ein Vorkommen am antarktischen Kontinentalhang beschrieben. Vielmehr wird die Fähigkeit von *E. exigua*, als Phytodetritusfresser sehr schnell auf Nahrungszufuhr zu reagieren als ausschlaggebend für ihr Vorkommen gesehen (GOODAY 1993, SMART ET AL. 1994, MACKENSEN ET AL. 1995, THOMAS & GOODAY 1996). Führt eine Phytoplanktonblüte zu einer raschen Sedimentation von Phytodetritus, so reagieren diese Opportunisten mit einem raschen Wachstum und einer schnellen Reproduktion. Diese Fähigkeit ermöglicht es dieser Art, unter vielen Umweltbedingungen leben zu können, wie z. B. auch unter generell geringen und saisonal schwankenden  $C_{org}$ -Flüssen.

Die beschriebenen Beobachtungen über das opportunistische Auftreten einer von *E. exigua* dominierten Vergesellschaftung können auf die hier untersuchte Region im Südatlantik übertragen werden, da niedrige Diversitätswerte meist zeitgleich zu einem erhöhten Auftreten der Vergesellschaftung zu erkennen sind (Abb. 15). Dies bedeutet also, wenn kurzzeitig viel „frische“ Nahrung zur Verfügung steht, kommt es zu einem verstärkten Auftreten und Reproduktion der Art *E. exigua*. Da jedoch diese größere Menge an Nahrung nur für eine kurze Zeitdauer zur Verfügung steht, steigt im Gegensatz zu einer Situation mit kontinuierlicher Hochproduktion die Diversität nicht an. Die *E. exigua*-Vergesellschaftung ist also als Phytodetritus-Anzeiger zu interpretieren. Für die untersuchten Kerne bedeutet dies, dass das dominante Auftreten dieser Vergesellschaftung auf relativ niedrige Oberflächenwassermassen-Produktivität hinweist, die von starkem jahreszeitlichen oder saisonalen Einfluß geprägt ist und dementsprechend auch nur ein episodischer Eintrag von organischem Material zum Meeresboden stattfindet.



**Abb. 17:** Vorgefundene benthische Foraminiferenvereinigungen (Faktorenladung, Q-Modus) aller Kerne. Die als statistisch signifikant erachteten Werte (>0,4) sind durch entsprechende Muster gekennzeichnet.



Im Gegensatz zu den meist epifaunal bis flach infaunal lebenden Vergesellschaftungen, die in Habitaten mit niedriger Produktivität vorkommen (wie z. B. auch *E. exigua*), wird nach MACKENSEN ET AL. (1993a) in Gebieten mit hohem  $C_{org}$ -Fluss eine von *E. exigua* dominierte Vergesellschaftung durch eine so genannte Hochproduktionsfauna ersetzt. Diese Vergesellschaftung tritt im Südatlantik zwischen 55 und 49°S in Wassertiefen zwischen 2300 bis 3000 m auf und setzt sich aus den Arten *Pullenia bulloides*, *Melonis pompilioides*, *Melonis zaandamae* und *Oridorsalis umbonatus* zusammen. Auch GOODAY (1993) beschreibt aus dem nordöstlichen Atlantik im Bereich von Auftriebsgebieten eine Situation, in der die Menge an organischem Material einen bestimmten Grenzwert übersteigt und der  $C_{org}$ -Fluss zum Meeresboden kontinuierlicher ist. Hier wird *E. exigua* von *U. peregrina* sukzessive ersetzt.

Dieses Ersetzen der von *E. exigua* dominierten Vergesellschaftung bei Hochproduktionsbedingungen lässt sich auch gut in den untersuchten Kernen wieder finden. Insbesondere im Kern PS2495-3 wird die *E. exigua*-Vergesellschaftung hauptsächlich durch eine von *Uvigerina peregrina* dominierte Vergesellschaftung ersetzt (Ausnahme: MIS6). Die *E. exigua*-Vergesellschaftung des Kerns PS2498-1/2 ist fast ununterbrochen über die gesamte Kernlänge dominant vorhanden, aber auch sie wird im MIS5 durch eine von *O. umbonatus* dominierten Vergesellschaftung ersetzt, im Holozän von einer *U. peregrina*/*eggerella bradyi*-Vergesellschaftung. Im Vergleich zu diesen beiden nördlich liegenden Kernen wird die *E. exigua*-Vergesellschaftung in den weiter südlich bzw. östlich liegenden Kernen (PS2499-5/1, 2489-2/4, PS2564-3/2) meist durch eine von *O. umbonatus* oder eine von *M. zaandamae* bzw. *M. pompilioides* dominierte Fauna ersetzt.

#### *Uvigerina peregrina*-Vergesellschaftung:

Eine von *U. peregrina* dominierte Vergesellschaftung ist nur in zwei der untersuchten Kerne vorhanden: im Kern PS2495-3 und PS2498-1/2 (Abb. 17). Im Kern PS2498-1/2 dominiert neben *U. peregrina* zu fast gleichen Anteilen noch *eggerella bradyi*. Die Art *U. peregrina* wurde in Arbeiten u. a. von LUTZE & COULBOURN (1984) im Nordatlantik, von ALTENBACH & SARNTHEIN (1988), MACKENSEN ET AL. (1995), FARIDUDDIN & LOUBERE (1997), HARLOFF & MACKENSEN (1997), SCHMIEDL ET AL. (1997) und LICARI ET AL. (2003) im Mittel- und Südatlantik, von SCHÖNFELD & ZAHN (2000) am iberischen Kontinentalhang und schließlich von OHKUSHI ET AL. (2000) im Pazifik in Verbindung mit hoher, kontinuierlicher Oberflächenproduktivität und hohen  $C_{org}$ -Flussraten zum Meeresboden gebracht. Sie zeigt ein flach infaunales Habitat (CORLISS 1991, LOUBERE ET AL. 1995, MACKENSEN & LICARI 2003). FARIDUDDIN & LOUBERE (1997) definieren ebenfalls eine meist infaunal lebende Hochproduktions-Vergesellschaftung, die sich aus den Arten *Uvigerina peregrina*, *Melonis barleeanum*, *Globobulimina* sp. zusammensetzt.

MACKENSEN ET AL. (1995) beschreiben aus dem Südatlantik eine Faunenvergesellschaftung, die von *E. exigua* dominiert und von *U. peregrina* begleitet wird. Sie interpretieren diese Fauna aufgrund der Dominanz von *E. exigua* als „Phytodetritus-Vergesellschaftung“. Eine positive Abhängigkeit dieser Vergesellschaftung vom Salzgehalt der Wassermasse bringen die Autoren in Verbindung mit der Ausbreitung von NADW an der Probenlokation. Auch aus dem westlichen Südatlantik wird von HARLOFF & MACKENSEN (1997) beschrieben, dass eine von *U. peregrina* dominierte Faunenvergesellschaftung nicht nur an hohe  $C_{org}$ -Flussraten

zum Meeresboden und somit erhöhten  $C_{org}$ -Gehalt im Sediment gebunden ist, sondern ebenfalls in Verbindung gebracht werden kann mit der Ausbreitung von NADW. Ein Auftreten der *U. peregrina*-Vergesellschaftung mit der Ausbreitung des NADW wie auch von SCHNITKER (1974) beschreiben, lässt sich anhand der in dieser Arbeit untersuchten Kerne nicht korrelieren. Die Kernposition PS2495-3 ist rezent von NADW umgeben, jedoch wird das Holozän von einer *E. exigua*-Vergesellschaftung dominiert und nicht von einer *U. peregrina*-Vergesellschaftung. Auch widerspricht einer positiven Korrelation mit NADW das Auftreten von *U. peregrina* während des MIS4. In diesem Zeitraum reicht der Eintrag des NADW nicht bis an diese Kernposition (DIEKMANN ET AL. 1999, MACKENSEN ET AL. 2001).

*Uvigerina peregrina* wird außerdem von MACKENSEN ET AL. (1995) als assoziierte Art in einer weiteren, als Hochproduktions-Vergesellschaftung klassifizierten Fauna beschrieben. Insofern scheint *U. peregrina* im Bereich des Untersuchungsgebietes eine Art zu sein, die einerseits Hochproduktion anzeigt, aber auch saisonale Beeinflussung dokumentiert. Auch FONTANIER ET AL. (2003) ordnen *U. peregrina* ebenso wie bereits LUTZE & COULBOURN (1984), CORLISS & EMERSON (1990) und SCHMIEDL ET AL. (2000) mesotrophen bis eutrophen Ökosystemen zu.

Ein Übergang der *U. peregrina*-Vergesellschaftung zu weiteren Hochproduktionsvergesellschaftungen lässt sich in den untersuchten Kernen entlang des Mittelatlantischen Rückens und in den weiter östlich liegenden Kernen erkennen. Im nördlichsten Kern PS2495-3 fluktuiert die *U. peregrina*-Vergesellschaftung über die gesamte Kernlänge, im etwas weiter südlich gelegen Kern PS2498-1/2 tritt sie dominant nur noch im Holozän auf. In der südlichsten Kernlokation PS2499-5/1 wird die Art zwar vorgefunden, jedoch nicht mehr dominierend. Dies gilt ebenso für die Kerne PS1754-1, PS2489-2/4 und PS2465-2/3. An die Stelle der *U. peregrina*-Vergesellschaftung treten dann Vergesellschaftungen, deren Vertreter (*M. zaandamae*, *M. pompilioides*) für hohe  $C_{org}$ -Flussraten (s. u.) stehen. In Oberflächenproben von HARLOFF & MACKENSEN (1997) aus dem westlichen Südatlantik (inkl. dem Mittelatlantischen Rücken) wird dieser Übergang ebenfalls deutlich: hier tritt eine von *U. peregrina* dominierte Vergesellschaftung auf dem Mittelatlantischen Rücken bei ca. 48°S noch auf, sie ist jedoch südlich der Polarfront nicht mehr zu finden. MACKENSEN ET AL. (1993a) beschreiben im Bereich zwischen 47°S und 55°S im östlichen Südatlantik eine so genannte südliche Hochproduktionsvergesellschaftung, deren Vertreter die infaunalen Arten *Pullenia bulloides*, *Melonis pompilioides* und *M. zaandamae* sind. Eine von *U. peregrina* dominierte Vergesellschaftung hingegen ist in ihren Proben zwischen 35°S und 57°S nicht vorhanden.

Die Art *Eggerella bradyi* gehört zusammen mit *P. bulloides* und weiteren infaunalen Arten wie *M. pompilioides*, *M. zaandamae* und *Pullenia subcarinata* im Südatlantik in einem Bereich zwischen der Polarfront und der Wintermeereisgrenze einer Fauna an, die für hohe, aber saisonal wechselnde Oberflächenproduktion und den Einfluss einer Wassermasse südlicher Herkunft steht (MACKENSEN ET AL. 1995). HARLOFF & MACKENSEN (1997) beschreiben eine *U. peregrina*-Vergesellschaftung vom Rücken der Orcadas-Inseln, in der ebenfalls *E. bradyi* assoziiert ist. Sie ordnen diese Vergesellschaftung aufgrund der Dominanz von *U. peregrina* erhöhten  $C_{org}$ -Flussraten und NADW-Einfluss zu (s. o.).

Das Auftreten der *U. peregrina*- bzw. *U. peregrina/E. bradyi*-Vergesellschaftung wird in dieser Arbeit daher als Anzeiger für mäßige Hochproduktion am Übergang zwischen saisonal wechselnder Oberflächenproduktion und kontinuierlicher Hochproduktion interpretiert. Das nach Süden räumlich begrenzte Auftreten der *U. peregrina*-Vergesellschaftung bestätigt diese Interpretation, da im Süden in der Polarfrontzone die Produktivität im Oberflächenwasser höher ist als in der Subantarktischen Zone (WEFER & FISCHER 1991) und deshalb in der PFZ die Fauna nicht mehr zu finden ist.

*Oridorsalis umbonatus*-Vergesellschaftung:

*Oridorsalis umbonatus* dominiert Vergesellschaftungen in allen untersuchten Kernen. Im nördlichsten Kern PS2495-3 handelt es sich um keine „reine“ von *O. umbonatus* dominierte Vergesellschaftung, vielmehr ist hier mit nur wenig geringerem Anteil auch *M. zaandamae* dominant. In allen Kernen ist die Vergesellschaftung im Holozän und teilweise im MIS5 vertreten. Weitere Vorkommen sind im Kern PS1754-1 zusätzlich noch im MIS3, im Kern PS2495-3 im MIS6 und im Kern PS2498-1/2 im MIS4 zu erkennen (Abb. 17).

*Oridorsalis umbonatus* ist eine kosmopolitische Art, deren Anpassung an eine bestimmte Umwelt jedoch nicht eindeutig ist (z. B. OHKUSHI ET AL. 2000). Im östlichen Südatlantik kommt *O. umbonatus* rezent sowohl in oligotrophen als auch in eutrophen Gebieten vor und zeigt keine starke Korrelation zu hohen Flüssen organischen Materials (SCHMIEDL ET AL. 1997). *Oridorsalis umbonatus* wird meist als flach infaunal lebend beschrieben (CORLISS 1985, MURRAY 1991, RATHBURN & CORLISS 1994, SCHMIEDL 1995) und weist im Südatlantik ein Siedlungsmaximum an der Sedimentoberfläche auf (SCHUMACHER 2001). In MACKENSEN ET AL. (1993a) ist diese Art zusammen mit *P. bulloides*, *M. pompilioides* und *M. zaandamae* Teil einer so genannten „Südlichen Hochproduktionsvergesellschaftung“. Auch in MACKENSEN ET AL. (1995) steht die Art für ein gewisses Ausmaß an Hochproduktion im Oberflächenwasser und einigermaßen gut durchlüftete Porenwässer. Aufgrund dieser Beschreibungen aus dem Südatlantik über den Lebensraum von *O. umbonatus* wird das Auftreten einer *O. umbonatus*-Vergesellschaftung als Anzeiger für mäßige Hochproduktion im Randbereich von Hochproduktionsgebieten betrachtet.

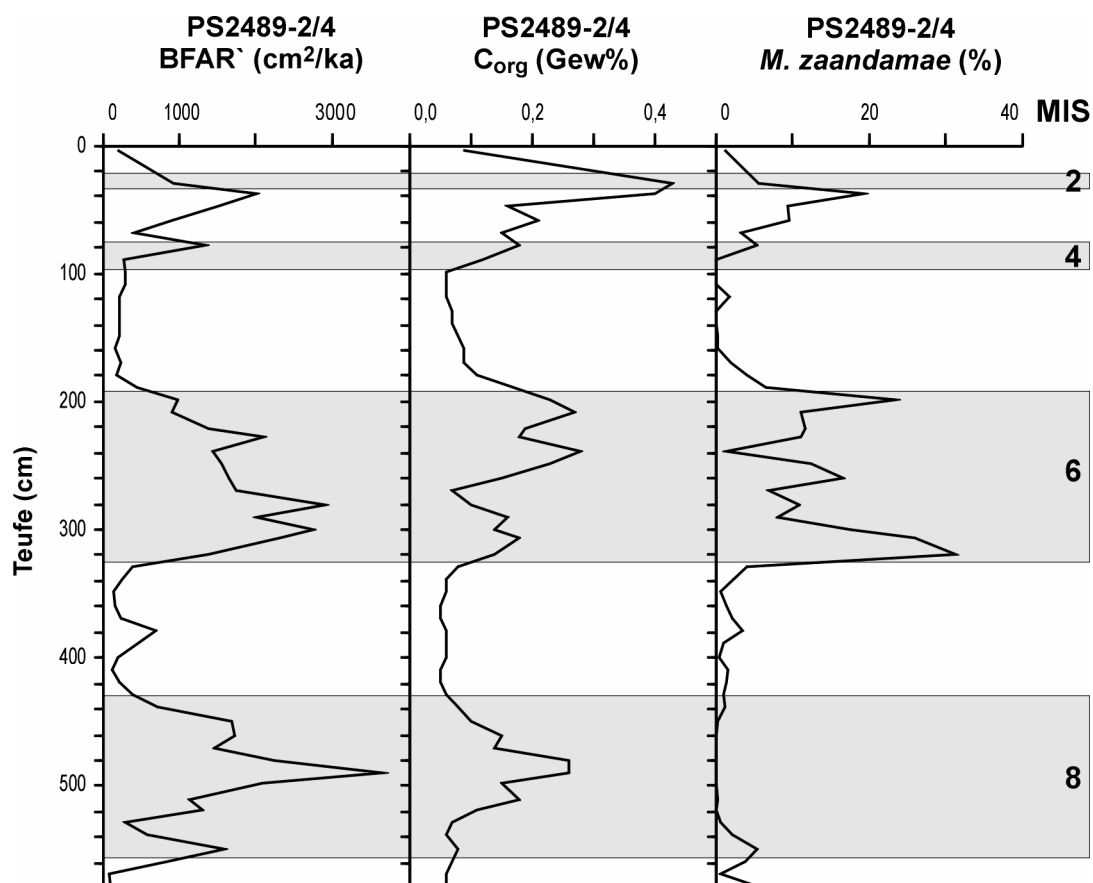
*Melonis zaandamae*-, *Melonis pompilioides*- und *Melonis barleeaanum*-Vergesellschaftungen:

Vergesellschaftungen, die von *M. zaandamae*, *M. pompilioides* oder *M. barleeaanum* dominiert werden, sind in fünf der insgesamt sechs untersuchten Kernen vorhanden (PS1754-1, PS2489-2/4, PS2498-1/2, PS2499-5/1 und PS2564-3/2) (Abb. 17). Im Kern PS1754-1 handelt es sich um eine *M. barleeaanum*-Vergesellschaftung. Sowohl eine von *M. zaandamae* als auch eine von *M. pompilioides* dominierte Vergesellschaftung ist in den Kernen PS2489-2/4 und PS2499-5/1 zu finden. Im Vergleich mit den Kernen im östlichen Südatlantik (PS1754-1, PS2489-2/4 und PS2564-3/2) tritt die *M. zaandamae*- oder *M. pompilioides*-Vergesellschaftung in den Kernen des Mittelatlantischen Rückens nur während wesentlich kürzeren Zeiträumen und mit geringeren Faktorladungen auf (mit einer Ausnahme im Kern PS2499-5/1 in MIS5.4 und MIS5.3).

*Melonis zaandamae* und *M. barleeaanum* werden je nach Autor als intermediär oder tief infaunal lebende Gattungen beschrieben (JORISSEN ET AL. 1995, FARIDUDDIN &

LOUBERE 1997, HARLOFF & MACKENSEN 1997, FONTANIER ET AL. 2002). In SCHUMACHER (2001) und LICARI ET AL. (2003) wird für den Südatlantik außerdem gezeigt, dass beide Arten auch niedrige Sauerstoffgehalte tolerieren. *Melonis pompilioides* hingegen zeigt ein flach infaunales Mikrohabitat im Südatlantik (SCHUMACHER 2001). Alle drei Arten zählen zu den Hochproduktionsfaunen (MACKENSEN ET AL. 1993a und 1995, SCHMIEDL ET AL. 1997, FARIDUDDIN & LOUBERE 1997, SCHMIEDL ET AL. 1997, LOUBERE 1999, LOUBERE & FARIDUDDIN 1999, SCHUMACHER 2001). Für *M. barleeanum* sind von CARALP (1989) bestimmte Ansprüche an die Qualität und die Quantität der Nahrung beschrieben - diese Art bevorzugt schwerer abbaubares organisches Material, das bereits leicht zersetzt ist. In Kern PS2489-2/4 korrelieren die  $C_{org}$ -Gehalte und die prozentualen Anteile von *M. zaandamae* sehr gut miteinander, außerdem bewegt sich auch die BFAR parallel zu diesen beiden Parametern (Abb. 18) und bestätigen somit die Interpretation der Art als Anzeiger für Hochproduktion.

Die *Melonis zaandamae*-, *Melonis pompilioides*- und *Melonis barleeanum*-Vergesellschaftungen werden entsprechend der rezenten Ergebnisse aus dem Südatlantik (MACKENSEN ET AL. 1993a und 1995, HARLOFF & MACKENSEN 1997, SCHMIEDL ET AL. 1997, SCHUMACHER 2001 und LICARI ET AL. 2003) als Hochproduktionsanzeiger interpretiert.



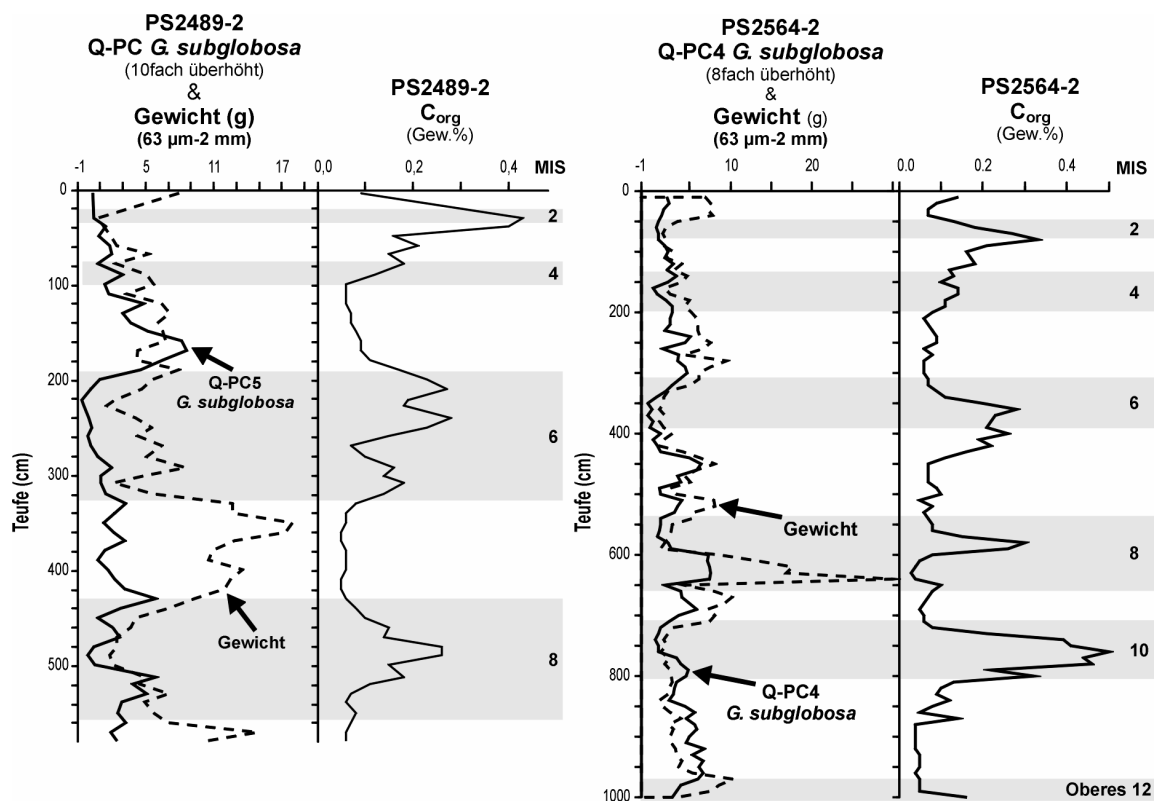
**Abb. 18:** Der Vergleich der Fluktuationen der BFAR, des  $C_{org}$ -Gehalts, und des prozentualen Anteils von *M. zaandamae* im Kern PS2489-2/4 zeigt eine gute Korrelation.

*Globocassidulina subglobosa*-Vergesellschaftung:

Nur in den Kernen PS2489-2/4 und PS2564-3/2 sind von *G. subglobosa* dominierte Vergesellschaftungen vorhanden. In Kern PS2489-2/4 tritt die Vergesellschaftung insbesondere im MIS5.5 auf. Im Kern PS2564-3/2 sind neben dem MIS5.5 auch noch weitere Vorkommen in den MIS11, MIS10, MIS9, MIS8 und MIS7 zu beobachten (Abb. 17).

Faunen, die von der flach infaunal lebenden Art *G. subglobosa* dominiert werden (SCHUMACHER 2001 bzw. nach MURRAY (1991): fakultativ endobenthisch), werden als Indikator für starke bis moderate Bodenströmung interpretiert. Die Art selbst ist charakteristisch für strömungsexponierte submarine Erhebungen mit sandreichen Sedimenten. Dies wurde von einer Vielzahl von Autoren für Rücken oder Tiefseekuppen aus dem Südatlantik und dem Indik beschrieben (LOHMANN 1981, CORLISS 1993, VAN LEEUWEN 1989, MACKENSEN ET AL. 1993a, SCHMIEDL ET AL. 1997). *Globocassidulina subglobosa* wird von LOUBERE ET AL. (1988) und VAN LEEUWEN (1989) als angepasst an niedrige bis intermediäre Nahrungsflüsse beschrieben, die bei erhöhter Nahrungszufuhr nicht mehr mit anderen Arten konkurrieren kann.

In den Kernen PS2489-2/4 und PS2564-3/2 korrelieren höhere Anteile an der *G. subglobosa*-Vergesellschaftung meist positiv mit hohen Sand- und niedrigen  $C_{org}$ -Gehalten (Abb. 19). Aufgrund dieser Ergebnisse und dem beschriebenen Verbreitungsmuster u. a. auch aus dem eigenen Untersuchungsgebiet und der Position



**Abb. 19:** Fluktuationenmuster der *G. subglobosa*-Vergesellschaftung und Gewichte der Sandfraktion, sowie  $C_{org}$ -Gehalte für die Kerne PS2489-2/4 und PS2564-3/2 (für PS2489-2/4: MACKENSEN ET AL. 2001, für PS2564-3/2: G. Kuhn, unpubl. Daten). Die Faktorladungen sind 8-fach bzw. 10-fach überhöht dargestellt.

der beiden o. g. Kerne auf dem Agulhas- bzw. dem SW-Indischen Rücken wird die *G. subglobosa*-Vergesellschaftung in dieser Arbeit ebenfalls als Anzeiger für erhöhte Strömung verwendet. Unterstützt wird diese Aussage durch die zeitliche Entsprechung des Auftretens einer von *G. subglobosa* dominierten Vergesellschaftung im Kern PS2564-3/2 und in einem Kern (GeoB1214) vom Walfisch-Rücken (SCHMIEDL & MACKENSEN 1997).

In Tabelle 12 sind alle vorgefundenen benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen und ihre Interpretation hinsichtlich der Umweltbedingungen für die untersuchten Kerne zusammengefasst.

**Tab. 12:** Vorgefundene benthische Foraminiferenvergesellschaftungen und ihre Interpretation.

Vergesellschaftung	Anzeiger für	Betroffene Kerne
<i>Epistominella exigua</i> -Vergesellschaftung	Phytodetritus, Saisonalität	PS2489-2/4, PS2495-3, PS2498-1/2, PS2499-5/1, PS2564-3/2
<i>Uvigerina peregrina</i> -Vergesellschaftung	Übergang zur Hochproduktion	PS2495-3, PS2498-1/2
<i>Oridorsalis umbonatus</i> -Vergesellschaftung	Mäßige Hochproduktion	PS1754-1, PS2489-2/4, PS2495-3, PS2498-1/2, PS2499-5/1, PS2564-3/2
<i>Melonis zaandamae</i> -, <i>Melonis pompilioides</i> - und <i>Melonis barleeaanum</i> -Vergesellschaftungen	Hochproduktion	PS1754-1, PS2489-2/4, PS2495-3, PS2498-1/2, PS2499-5/1, PS2564-3/2
<i>Globocassidulina subglobosa</i> -Vergesellschaftung	Erhöhte Strömung	PS2489-2/4, PS2564-3/2

#### 5.4 Zuordnung der ermittelten Vergesellschaftungen zu den Umweltparametern „Nahrung“, „Sauerstoff“, „Lösung“ und „Energie“

Nach MACKENSEN ET AL. (1995) und SCHMIEDL ET AL. (1997) sind für die Zusammensetzung rezenter benthischer Foraminiferenfaunen aus dem östlichen Südatlantik im allgemeinen die Umwelteinflüsse „Nahrung“, „Sauerstoff“, „Lösung“ und „Energie“ verantwortlich (siehe Kap. 5.1). Auch die ermittelten fossilen Vergesellschaftungen lassen sich teilweise diesen Parametern zuordnen.

##### Die Parameter „Nahrung“ und „Sauerstoff“:

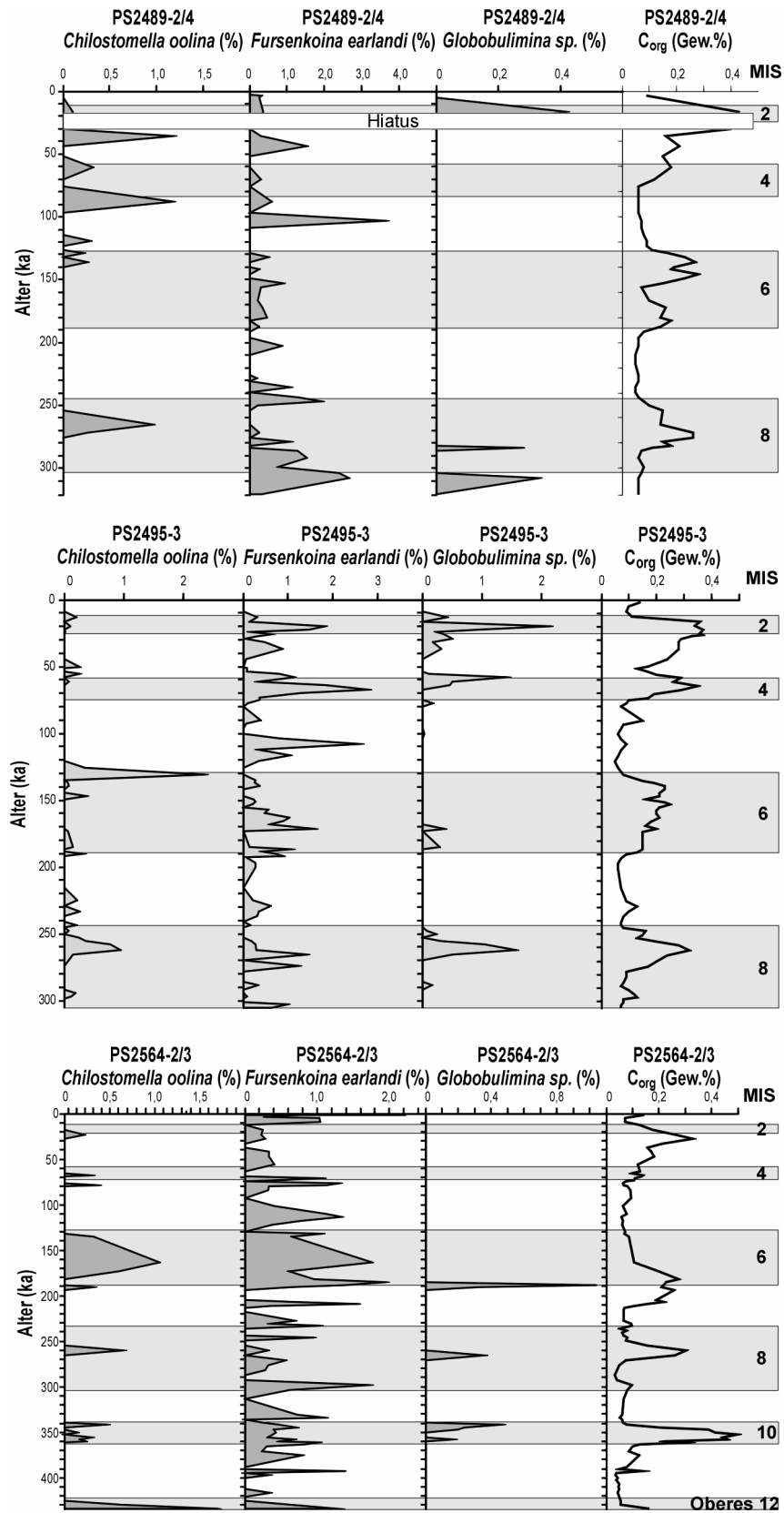
Die beiden Parameter „Nahrung“ und „Sauerstoff“ bestimmen die Ausbildung der meisten Vergesellschaftungen (*E. exigua*-, *U. peregrina*-, *O. umbonatus*-, *M. zaan-*

*damae*-, *M. pompilioides* und *M. barleeaanum*-Vergesellschaftung). Der Einfluss dieser beiden Parameter ist jedoch auf den ersten Blick nicht offensichtlich und eine mögliche Entkopplung scheint schwierig.

Der Südatlantik ist generell sauerstoffreich (>4,0 ml/L) (RUTGERS VAN DER LOEFF 1990, REID 1994). REID (1996) gibt für das Untersuchungsgebiet in 3200 bis 3400 m Wassertiefe den Sauerstoffgehalt des Tiefen- bzw. Bodenwassers mit ca. 4,7 ml/L an. Damit liegen die untersuchten Stationen rezent im Bereich von hohen Sauerstoffgehalten und an der Sedimentoberfläche sind keine sauerstoffabhängigen Faunenvariationen zu erwarten.

Benthische Foraminiferen sind an verschiedene Sauerstoffgehalte angepasst (KAIHO 1994, ALVE & BERNHARD 1995, MOODLEY ET AL. 1998, GOODAY & RATHBURN 1999). KAIHO (1994) ordnet kalkige Foraminiferenarten in Sauerstoffzonen ein und definiert eine oxische (>1,5 ml/L Sauerstoff), zwei suboxische (0,3-1,5 ml/L Sauerstoff) und eine dysoxische (0,1-0,3 ml/L Sauerstoff) Zone. Die Arten, die in der vorliegenden Arbeit die Vergesellschaftungen bestimmen, gehören nach dieser Einteilung in die oxische (*G. subglobosa*, *E. exigua*) und in die suboxische (*Melonis* spp., *Oridorsalis* spp. und *Uvigerina* spp.) Kategorie. Die Arten, die der dysoxischen Sauerstoffzone zugeordnet sind (u. a. verschiedene *Bolivinen*-, *Buliminen*- und *Fursenkoinen*-Arten), sind im untersuchten Kernmaterial nicht immer und wenn, dann nur untergeordnet vorhanden und stellen keine eigene Vergesellschaftung. In Abbildung 20 sind beispielhaft für die Kerne PS2489-2/4, PS2495-3 und PS2564-3/2 die Anteile der nach KAIHO (1994) und SCHUMACHER (2001) dysoxischen Arten *Chilostomella oolina*, *Fursenkonia earlandi* und *Globobulimina* spp. dargestellt. Gut erkennbar sind die jeweils sehr geringen Anteile an der Gesamtfaua. Lediglich *F. earlandi* zeigt stärkere Fluktuationen, jedoch auch in einem sehr niedrigen Wertebereich. Von SCHUMACHER (2001) wird diese Art aus dem südlichen Südatlantik beschrieben, dort bildet sie ein Siedlungsmaximum tief im Sediment aus und steht in Zusammenhang mit niedrigen Sauerstoffgehalten im Porenwasser aufgrund eines relativ hohen Gehalts an organischem Material. SCHUMACHER (2001) ordnet die Art daher einem sub- bis anoxischen Milieu zu.

Anhand dieser Ergebnisse lässt sich ein generelles Bild der Vergangenheit herstellen: Die Vergesellschaftungen werden in allen untersuchten Kernen dominiert von Vertretern aus der suboxischen Zone, dies spricht für ausreichend Sauerstoff im Boden- und Porenwasser. Jedoch sind sehr geringe Anteile von Arten vorhanden, die einen niedrigen bis möglicherweise sehr niedrigen Sauerstoffgehalt anzeigen, der, wie die Fluktuationen von *F. earlandi* zeigen, stark schwanken kann. Daher wird angenommen, dass zeitweise auch niedrigere Sauerstoffgehalte vor allem im Porenwasser vorhanden waren, ohne diese jedoch genauer quantifizieren zu können („recht niedrig“ nach BERNHARD ET AL. (1997): ca. 0,5 ml/L Sauerstoff im Bodenwasser). Nach GOODAY & RATHBURN (1999) ist dies der Grenzwert, unterhalb der der Sauerstoffgehalt limitierend auf eine Fauna einwirkt (LEVIN & GAGE 1998). Die Ursache eines zeitweilig niedrigeren Sauerstoffgehalts im Porenwasser ist mit einem erhöhten Zutrag organischen Materials ins Sediment zu erklären. Die Vertreter der suboxischen Zone (*Melonis* spp., *Oridorsalis* spp. und *Uvigerina* spp.) sind in Kapitel 5.3 als Anzeiger für mäßige bis hohe Produktion interpretiert worden. Angezeigt von diesen Hochproduktionsvergesellschaftungen hat ein hoher Eintrag organischen



**Abb. 20:** Häufigkeiten drei tief infaunaler Arten beispielhaft ausgewählt für die Kerne PS2489-2/4, PS2495-3 und PS2564-2/3. Daneben sind jeweils  $C_{org}$ -Werte aufgetragen (für PS2489-2/4 und PS2495-3: MACKENSEN ET AL. 2001, für PS2564-2/3: G. Kuhn, unpubl. Daten).



Materials bis in das Sediment stattgefunden, dessen Abbau entsprechend Sauerstoff benötigt hat. Dieser Sauerstoffverbrauch ist jedoch nie so hoch und so anhaltend gewesen, dass ein bestimmter Grenzwert innerhalb identifizierbarer Zeiträume überschritten wurde und der Sauerstoffgehalt so niedrig geworden ist, dass er limitierend auf die Vergesellschaftungen gewirkt hätte und sich eine der typischen dysoxischen oder anoxischen Faunen ausgebildet hätte (ALVE & BERNHARD 1996, BERNHARD & SEN GUPTA 1999, SCHUMACHER 2001, FONTANIER ET AL. 2002). Aus Oberflächenproben werden solche dysoxischen bis anoxischen Faunen auch aus dem Südatlantik wie z. B. den Hochproduktionsgebieten vor der Westküste Afrikas (LUTZE & COULBOURN 1984, VAN LEEUWEN 1989, SCHMIEDL ET AL. 1997, LICARI ET AL. 2003) und aus dem westlichen Südatlantik (SCHUMACHER 2001) beschrieben. Diese hohen Werte in der Primärproduktion werden jedoch in dem untersuchten Kernmaterial nicht erreicht (s. u.).

Somit ist der Parameter „Nahrung“ der einflussreichere von beiden Parametern: Die Ausbildung der Vergesellschaftungen in den untersuchten Kernen wird demnach hauptsächlich von der Menge und Dauer der Nahrungszufuhr aus dem Oberflächenwasser gesteuert (siehe auch MACKENSEN ET AL. 2001). Durch die *E. exigua*-Vergesellschaftung wird eine saisonale bzw. episodische Produktion im Oberflächenwasser (Phytoplanktonblüten) und anschließende schnelle Ablagerung auf dem Meeresboden angezeigt. Das so entstandene Material ist frisch, steht aber den epifaunalen Arten nur unregelmäßig und in einem begrenzten Zeitrahmen zur Verfügung. Im Gegensatz dazu stehen die Vergesellschaftungen, die eine leicht erhöhte Produktion (*U. peregrina*-, *O. umbonatus*-Vergesellschaftung) und Hochproduktion (*M. zaandamae*-, *M. pompilioides*-, *M. barleeaanum*-Vergesellschaftung) im Oberflächenwasser anzeigen. Sie stehen für mehr konstante und auch höhere Flussraten organischen Materials zum Meeresboden.

Ganz generell ist in den vorgefundenen Vergesellschaftungen bzw. deren Anteil an der Gesamtfaua zu beobachten, dass in den sich weiter südlich und östlich befindenden Kernen ein höheres Produktivitätsregime wiedergespiegelt wird (Abb. 17). In den Kernen PS1754-1, PS2489-2/4, PS2499-5/1 und PS2564-3/2 sind die Hochproduktionsfaunen stärker vertreten. Rezent hat dies seine Ursache in der generell höheren Produktivität der Polarfrontzone im Vergleich zu der nördlichen Subantarktischen Zone (WEFER & FISCHER 1991). Da auch die spätquartären Foraminiferenvergesellschaftungen dieses Bild wiedergeben, wird davon ausgegangen, dass der Gradient auch in der Vergangenheit so bestanden hat. MACKENSEN ET AL. (2001) bestätigen diese Annahme für die Kerne des Mittelatlantischen Rückens anhand von (Paläo-)Produktivitätsberechnungen zwischen dem oberen MIS6 und dem Holozän. Generell variiert die Paläoproduktivität zwischen niedrigen Werten während der Interglaziale und hohen Werten während der Glaziale. Die glazialen Werte während des MIS2 sind im nördlichsten Kern (PS2495-3) am niedrigsten, sie steigen nach Süden hin an.

Der zentrale Südatlantik ist generell oligotroph, jedoch steigt in Richtung Süden im Bereich des ACC die Produktion im Oberflächenwasser an (BERGER 1989, WEFER & FISCHER 1991). Insbesondere entlang der Fronten des ACCs ist die Konzentration an Phytoplankton und somit die Primärproduktionsrate erhöht (BERGER 1989, WEFER & FISCHER 1991, SMETACEK ET AL. 1997, FRONEMANN ET AL. 2000, READ ET AL. 2002, STRASS ET AL. 2002). Die höchsten Werte werden im Bereich der Polarfront erreicht,

hier ist auch der Partikelfluss zum Ozeanboden am höchsten (WEFER & FISCHER 1991, READ ET AL. 2002, STRASS ET AL. 2002).

Als Ursache der erhöhten Primärproduktion werden in der Literatur unterschiedliche Gründe angegeben, u. a. die Advektion von Wassermassen aus Hochproduktionsgebieten oder von Wassermassen, deren Eisengehalt zuvor angereichert wurde (POLLARD ET AL. 1995, DE BAAR ET AL. 1995). Auch ein Auftrieb von Nährstoffen zur Erhöhung der Primärproduktion wird von NAVEIRA GARABATO ET AL. (2002) für die Polarfront diskutiert. VETH ET AL. (1997) und BATHMANN (1998) postulieren Mechanismen, die zu einer stabilen Schichtung der Wassermassen führen. Durch die stabile Wassersäule findet keine tiefe Umwälzung der Wassermassen durch Winde statt, was für genügend Licht in der photischen Zone sorgt und somit die Reproduktionsraten positiv beeinflusst. Auch STRASS ET AL. (2002) machen vor allem physikalische Prozesse entlang der Fronten für die Erhöhung verantwortlich. Sie nehmen als Ursache ebenfalls eine stabile Schichtung der Wassersäule an. Diese wird durch frontenüberquerende Zirkulationszellen mittlerer Größenordnung (horizontale Ausdehnung: 10 bis 100 km) entlang Druckgradienten verursacht. Während ihrer Messkampagne im Südatlantik können sie in einem mäandrierendem Band entlang der Polarfront mehrere Bereiche mit erhöhten Primärproduktionsraten nachweisen. Auch die von READ ET AL. (2002) während einer Messfahrt ermittelten Daten zeigen im Bereich der Polarfront eine ca. 1,5° breite Zone mit erhöhter Konzentration von Biomasse.

Die Untersuchungen zeigen aber auch, dass rezent generell von einer hohen räumlichen und auch zeitlichen Variabilität der Primärproduktion im ACC auszugehen ist (FISCHER ET AL. 2000, RUTGERS VAN DER LOEFF ET AL. 2002). Wie oben beschrieben, findet entlang der Fronten eine erhöhte Primärproduktion statt, diese ist insbesondere entlang der Polarfront besonders stark ausgebildet. Diese hochproduktiven Bereiche sind räumlich nicht konstant, vielmehr ist von einer fleckenartigen Verteilung mittlerer bis großer Gebiete auszugehen (SMETACEK ET AL. 1997, STRASS ET AL. 2002), die im Fall der Polarfront vermutlich ihren Ursprung in der Dynamik der Front selbst haben (VETH ET AL. 1997, STRASS ET AL. 2002). VETH ET AL. (1997) und STRASS ET AL. (2002) zeigen des weiteren, dass die „Mixed Layer“ im Bereich der Fronten flacher als im umgebenden Ozeangebiet anzutreffen ist und begründen dies mit der Stabilität der Wassersäule und der fehlenden tiefen Umwälzung. Dies ermöglicht eine durch die Photosynthese gesteuerte Zunahme der Produktion in einer ansonsten durch tiefe Umwälzung eher lichtlimitierten Region (TRANTER 1982).

Zwischen den Fronten ist das Regime eher oligotroph, allerdings sind, wie von READ ET AL. (2002) für die Subantarktische Zone beschrieben, Ausnahmen möglich. Hier wurde während einer Messfahrt ein Wirbel mit einem sehr hohen Anteil an Zooplankton angetroffen. Auch STRASS ET AL. (2002) beobachteten einzelne Zellen mit hohen Chlorophyllgehalten, die nicht mit einer frontenüberquerenden Zirkulationszelle in Verbindung gebracht werden können. Von RUTGERS VAN DER LOEFF ET AL. (2002) werden gemessene saisonale Unterschiede im  $C_{org}$ -Fluss aus der Nähe der Polarfront beschrieben. Hier war die Flussrate im Frühjahr geringer als während der Sommermonate. Untersuchungen mittels Sedimentfallen bestätigen dies, hier wurden kurze, aber hochproduktive Ereignisse, ebenso wie länger anhaltende Flussraten gemessen.

Die Hochproduktion entlang der Fronten im ACC erreicht allerdings nicht die hohen Werte, wie sie z. B. im Küstenauftrieb vor der Westküste Afrikas vorgefunden werden ( $125\text{--}180\text{ g C m}^{-2}\text{ Jahr}^{-1}$ , BERGER 1989). Die höchsten Werte der Primärproduktion im Bereich der Polarfront geben WEFER & FISCHER (1991) mit  $80\text{ g C m}^{-2}\text{ Jahr}^{-1}$  an. Die nach STEIN (1991) berechnete Primärproduktion der Kerne entlang des Mittelatlantischen Rückens ergibt Werte zwischen  $46\text{--}58\text{ g C m}^{-2}\text{ Jahr}^{-1}$  (MACKENSEN ET AL. 2001). Im Gegensatz zu den hochproduktiven Fronten zeichnen sich die nicht-frontennahen Bereiche durch geringere und episodisch schwankende Primärproduktionsraten im Oberflächenwasser aus (GOODAY 1993, SCHMIEDL ET AL. 1997, READ ET AL. 2002, STRASS ET AL. 2002).

Nach dem TROX-Modell von JORISSEN ET AL. (1995) ergibt sich eine Einordnung der Vergesellschaftungen aus den untersuchten Kernen in den oligotrophen bis mesotrophen Bereich. Da keine Vergesellschaftung vorkommt, die von tief infaunal lebenden Arten dominiert wird, ist von einer größtenteils guten Durchlüftung des Boden- bzw. Porenwassers auszugehen, der Sauerstoffgehalt wird nicht als limitierend betrachtet. Somit werden die *E. exigua*-, *U. peregrina*-, *O. umbonatus*-, *M. zaandamae*-, *M. pompilioides* und *M. barleeaanum*-Vergesellschaftung dem Parameter „Nahrung“ zugeordnet.

### Der Parameter „Lösung“:

Die Kalzit-Kompensationstiefe (CCD) liegt rezent im südlichen Südatlantik bei etwa 5000 m und die Kalzitlysocline bei etwa 4000 m Wassertiefe (MACKENSEN ET AL. 1994, BICKERT & WEFER 1996). Rezent ist daher keiner der untersuchten Kerne von einer karbonat-korrosiven Situation, wie sie zwischen der Kalzitlysocline und der CCD vorherrscht, betroffen.

Da eine von *N. umbonifer* dominierte Vergesellschaftung in keinem der untersuchten Kerne auftritt, wird davon ausgegangen, dass auch in der Vergangenheit die untersuchten Kerne keinem karbonat-korrosiven Milieu während bestimmter Zeiträume unterlegen sind. BICKERT & WEFER (1996) geben für das gesamte obere Pleistozän im Südatlantik an, dass die Position der Kalzitlysocline nie über 3800 m ansteigt. Die beiden tiefsten Kerne (PS2489-2/4 und PS2498-1/2) befinden sich knapp oberhalb dieser Tiefe.

Abbildung 21 zeigt, dass der Anteil von *N. umbonifer* an der Gesamtf fauna in diesen beiden Kernen nur sehr gering war (in PS2489-2/4 maximal 5,2%, Durchschnitt 1,7%; in PS2564-3/2 maximal 2,4%, Durchschnitt: 0,2%). Dem gegenüber stehen Werte zwischen 10 bis ca. 35 % von SCHMIEDL ET AL. (1997) aus dem Kap- und Angolabecken mit einem Verbreitungsschwerpunkt in karbonat-korrosivem Wasser zwischen 4500 und 5000 m. Ausgehend von der Angabe von BICKERT & WEFER (1996) und den sehr niedrigen Anteilen in den beiden Kernen vor allem in den Glazialzeiten ist daher keiner der untersuchten Kerne von Karbonatlösung durch einen Anstieg der Karbonatlysocline oder sogar der CCD betroffen. Daher lässt sich keine der ermittelten Faunenvergesellschaftungen dem Parameter „Lösung“ zuordnen.

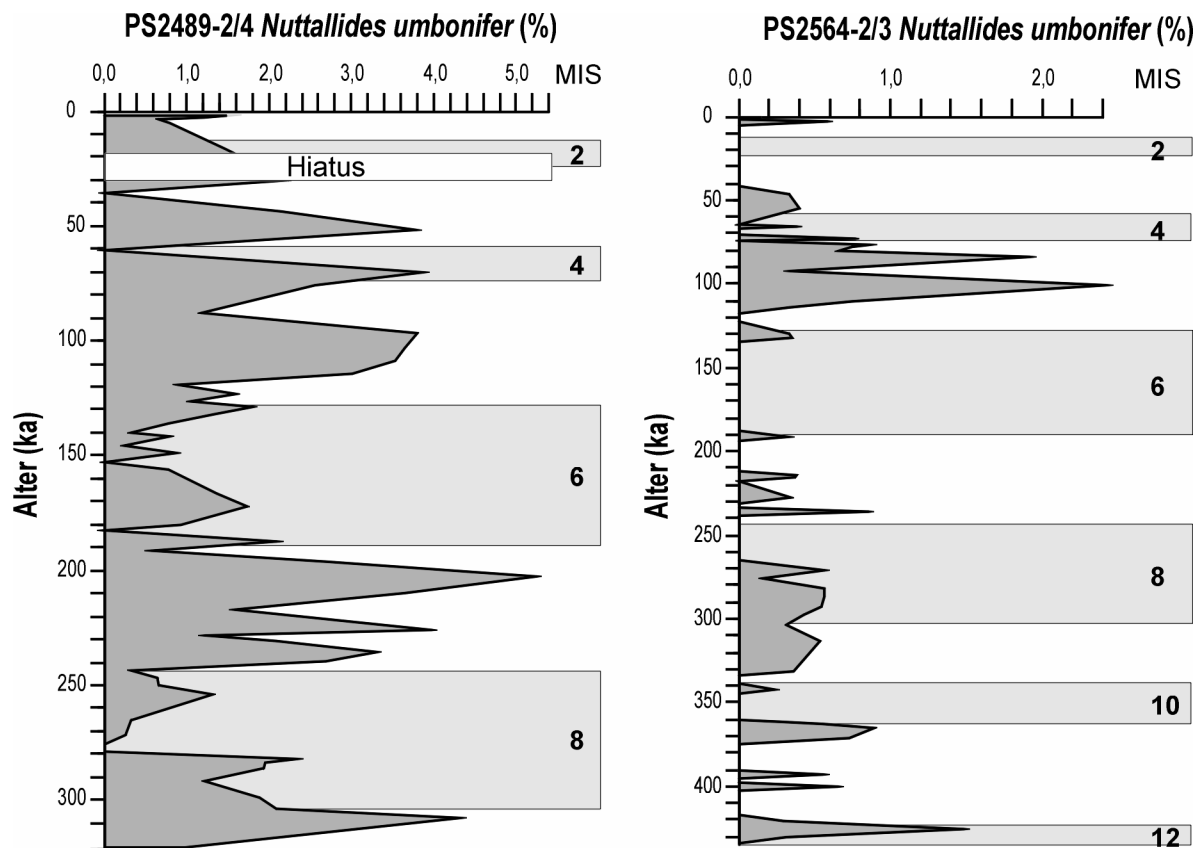


Abb. 21: Prozentuale Anteile von *Nuttallides umbonifer* in den Kernen PS2489-2/4 und PS2564-3/2.

#### Der Parameter „Energie“:

Das Vorkommen der Art *G. subglobosa* wird als charakteristisch für strömungs-exponierte submarine Erhebungen mit sandreichen Sedimenten beschrieben, hier sind insbesondere die Untersuchungen von MACKENSEN ET AL. (1993a) aus der Polarfront-Region des östlichen Südatlantiks (Agulhas-Rücken, Meteor-Kuppe, Mittelatlantischer und Atlantisch-Indischer Rücken) und von SCHMIEDL ET AL. (1997) vom Wal-fisch-Rücken zu nennen.

Die rezenten Positionen aller Kerne befinden sich alle auf Rücken (siehe Tabelle 3) und im Bereich des ACC, also in einem der größten ozeanischen Frontensysteme der Erde. Aufgrund dieser Voraussetzungen ist ein Einfluss durch erhöhte Strömung unter bestimmten Umweltbedingungen zu erwarten. Nach DIEKMANN & KUHN (1997) liegt der Kern PS2495 wegen seiner feineren Siltkornzusammensetzung und somit niedrigeren Strömungsgeschwindigkeit im Randbereich des ACC. Die Kerne PS2498 und PS2499 mit gröberer Sedimentzusammensetzung liegen in den Hauptstrombändern des ACC, die durch höhere Strömungsgeschwindigkeiten gekennzeichnet sind. Hier herrschen Strömungsgeschwindigkeiten von maximal 10 cm/s (WEBB ET AL. 1991) vor. Auch die Kerne PS2489, PS1754 und PS2564 befinden sich in diesen Hauptstrombändern. Dem Parameter „Energie“ wird die *G. subglobosa*-Vergesellschaftung zugeordnet.

### 5.5 Einfluss der Wassermassen auf die Ausbildung der Faunenvergesellschaftungen

Drei der sechs Kerne befinden sich heute im Mischbereich der beiden Wassermassen NADW und CDW (PS2489-2/4, PS2498-1/2 und PS2499-5/1). Der nördlichste Kern (PS2495-3) steht hauptsächlich unter dem Einfluss von NADW und die beiden südlicheren Kerne (PS1754-1 und PS2564-3/2) sind von CDW umgeben (Abb. 3). In allen Kernen sind jedoch die gleichen dominierenden Arten zu finden. Ein Beispiel dafür ist eine von der Art *E. exigua* dominierte Vergesellschaftung, die u. a. im Kern PS2495-3 (NADW rezent), aber auch im Kern PS2564-3/2 (CDW rezent) vorkommt. MACKENSEN ET AL. (1990) findet eine von dieser Art dominierte Vergesellschaftung am antarktischen Kontinentalhang im Bereich des AABWs. Des Weiteren beschreiben HARLOFF & MACKENSEN (1997) die Art *U. peregrina* aus dem Einflussbereich von NADW, SCHNITKER (1980) assoziiert das Vorkommen dieser Art mit dem Einflussbereich von CDW. Im Kern PS2498-1/2 dominiert *U. peregrina* die Vergesellschaftung im Holozän (Mischbereich NADW/CDW). Diese Beispiele zeigen die Toleranz der Arten den unterschiedlichen Eigenschaften der verschiedenen Wassermassen gegenüber.

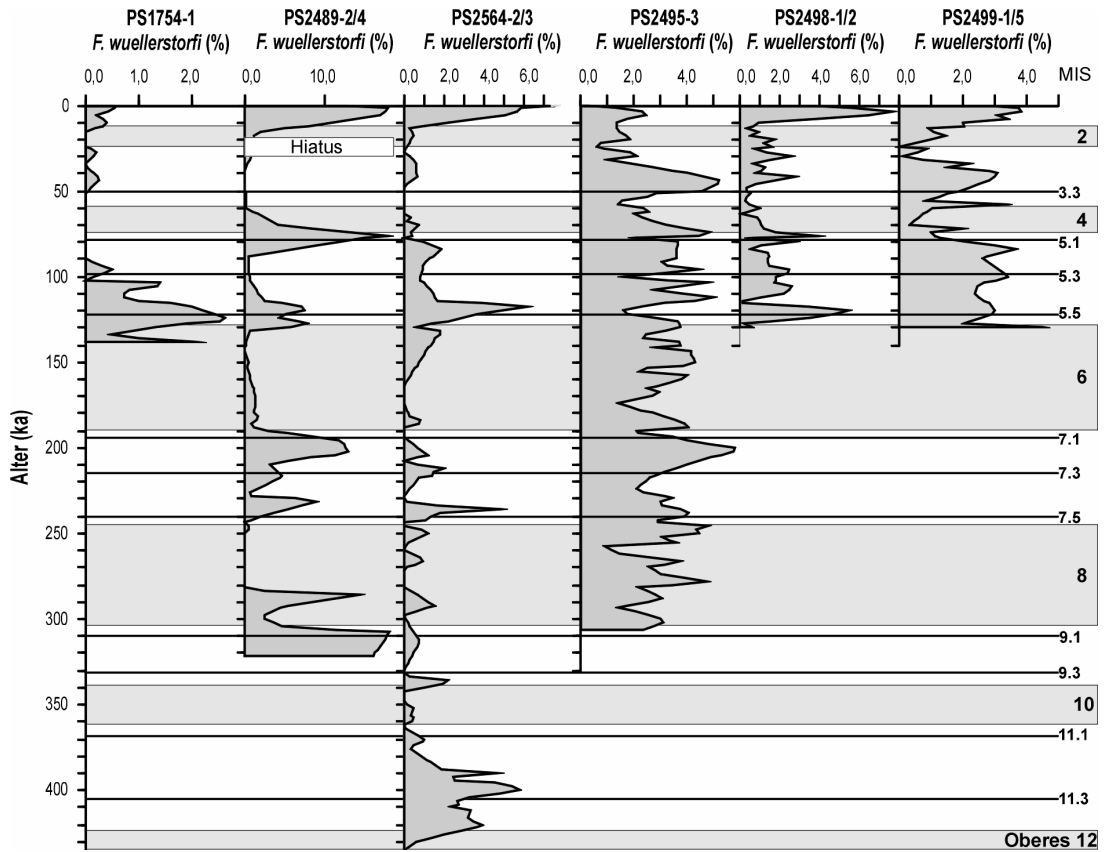
Generell sind die beiden konservativen Parameter Salzgehalt und Temperatur, die u. a. eine Tiefen- oder Bodenwassermasse kennzeichnen, stabil über die Zeit. Sofern keiner der Parameter einen markanten Grenzwert erreicht, ist die Auswirkung der Wassermasse auf eine Foraminiferenvergesellschaftung relativ gering (OHKUSHI & NATORI 2001). Ändert sich aufgrund von klimatischen Veränderungen die Wassermasse selbst oder das Mischungsverhältnis zweier Wassermassen, stellt sich die Frage, wie groß diese Veränderung ist und ob sie dann auch in so einem erheblichen Ausmaß die Zusammensetzung der Fauna beeinflusst, dass dieses Signal in einer grundlegenden Veränderung der Vergesellschaftung bzw. einem Wechsel der dominierenden Art(en) dokumentiert wird.

Die rezenten Temperatur- und Salzgehaltswerte der beiden Wassermassen NADW und LCDW liegen nah beieinander (Tab. 2). Das NADW und das CDW treffen im Bereich des ACC aufeinander, das CDW trennt sich in ein UCDW und ein LCDW. Im Übergangsbereich zwischen den Wassermassen findet eine Vermischung zwischen dem NADW und dem unterlagernden LCDW statt (siehe Kap. 2.2). In diesem Vermischungsbereich befinden sich die untersuchten Kerne (Tab. 4). Die bestehende Anpassung der gefundenen Arten an dieses „Mischwasser“ und somit recht breite Umweltbedingungen lässt vermuten, dass während des Spätquartärs mäßige Änderungen der Eigenschaften der Wassermasse im Bereich der Kernlokalisationen die Ausbildung der Faunenvergesellschaftungen nicht grundlegend beeinflusst haben, sondern der größte Einfluss durch Produktivitätswechsel im Oberflächenwasser ausgeübt worden ist. Einen Nachweis der Fluktuationen des NADW im Wechsel Glazial/Interglazial im Untersuchungsgebiet geben z. B. DIEKMANN ET AL. (1999). Basierend auf Tonmineraluntersuchungen in den Kernen PS2495, PS2498 und PS2499 können sie eine direkte Einspeisung von NADW in den ACC während warmzeitlicher Optima bis maximal 55°S (MIS5.5) und während der Kaltzeiten bis maximal 40°S (MIS2) für den östlichen Südatlantik nachweisen. Auch MACKENSEN ET AL. (2001), BICKERT & MACKENSEN (2003) und MACKENSEN (2004) zeigen für das letzte glaziale Maximum, dass die Einmischung von NADW in den ACC einige Breitengrade weiter nördlich geschehen ist, markiert durch einen großen Gradienten in den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zwischen 30°S und 40°S.

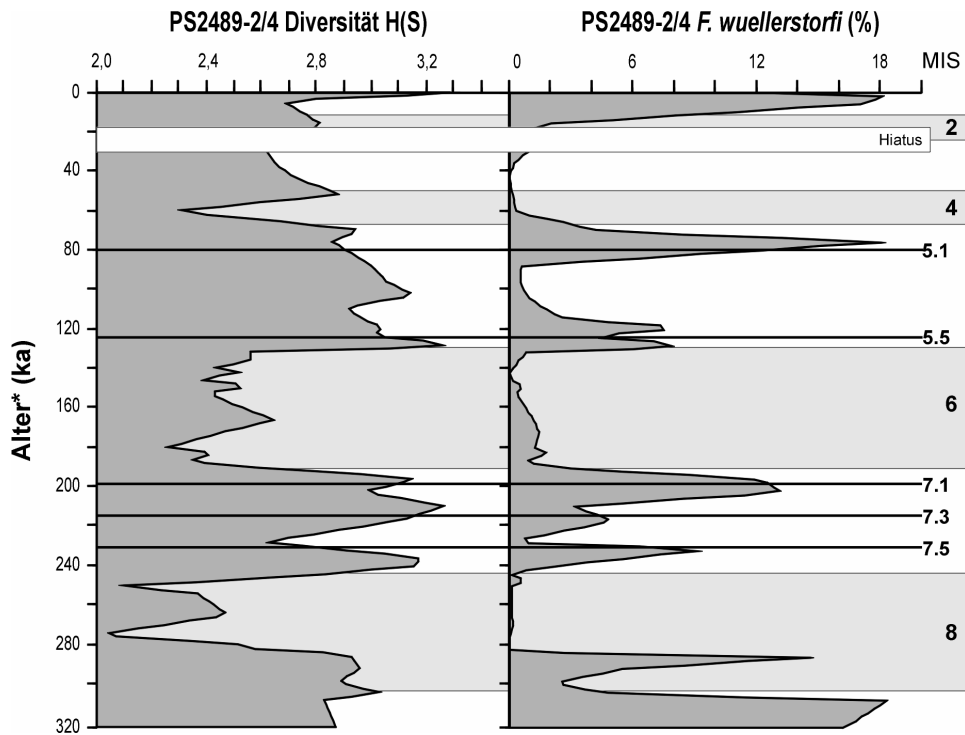
Die verstärkte Beimischung von NADW in CDW während der Interglaziale erhöht die Temperatur und den Salzgehalt der Wassermasse an der Probenlokation, jedoch wird die Wassermasse dadurch nicht völlig in ihren Eigenschaften verändert. Es ist anzunehmen, dass diese eher als geringfügig zu betrachtende Änderung möglicherweise einzelne Arten beeinflusst, sich jedoch die Änderung des Mischungsverhältnisses der beiden Wassermassen nicht so gravierend auswirkt, dass die Zusammensetzung der Faunen durch die dominierenden Arten grundlegend verändert wird. Ein Rückgang des Zuflusses an NADW während der Kaltzeiten verstärkt den Einfluß der südlichen Wassermasse auf die Kerne und beeinflusst den nördlichsten Kern (PS2495-3) am meisten, da die anderen Kerne sich im Mischbereich NADW/CDW bzw. bereits vollständig im CDW befinden. DIEKMANN ET AL. (1999) folgend, wurde der Kern mit Ausnahme des MIS2 immer auch von Anteilen an NADW in der Wassermasse beeinflusst.

SCHMIEDL & MACKENSEN (1997) beschreiben in einem Kern (GeoB1214) vom Walfisch-Rücken eine von *Fontbotia wuellerstorfi* dominierte Fauna, die als NADW-Fauna betrachtet wird. Die Fluktuationen der Fauna spiegeln die variierenden Anteile des NADW an der Kernlokation wider. Ein NADW-Eintrag im östlichen Südatlantik ist an der Position des Kerns GeoB1214 innerhalb eines Zeitraums von 450 000 Jahren ausschließlich während der Interglaziale erkennbar. Der stärkste Einfluß von NADW ist dabei in den MIS1, MIS9 und MIS11 zu erkennen. In den in der vorliegenden Arbeit untersuchten Kernen tritt keine von *Fontbotia wuellerstorfi* dominierte Fauna auf, dennoch ist die Art in allen sechs Kernen mit jeweils bestimmten Anteilen vertreten (Abb. 22). Dabei zeigt sich, dass mittels der Anteile von *F. wuellerstorfi* in den Kernen, die rezent hauptsächlich bzw. teilweise von NADW umgeben sind (PS2495-3, PS2498-1/2), keine sinnvollen Aussagen mittels des Anteils von *F. wuellerstorfi* über Fluktuationen von NADW gemacht werden können. Aber in den Kernen, die rezent von weitaus höheren Anteilen CDW umgeben sind (insbes. PS1754-1, PS2489-2/4 und PS2564-3/2, auch PS2499-5/1), nimmt der Anteil der Art an der Gesamtf fauna in den Interglazialen zu. Anhand der von SCHMIEDL & MACKENSEN (1997) gemachten Aussage kann dieser Anstieg als eine Erhöhung des Anteils an NADW in der Wassermasse interpretiert werden. Dies ist vor allem während der folgenden Interglaziale der Fall gewesen: MIS5.5 und MIS5.1. In Kapitel 5.2.2 wurden die Fluktuationen der Diversitätswerte in Verbindung gebracht mit den Fluktuationen des NADW-Zuflusses. Für den Kern PS2489-2/4 ist in Abbildung 23 beispielhaft gezeigt, dass die Korrelation auch zwischen der Diversität und dem NADW-Anzeiger *F. wuellerstorfi* funktioniert.

Die Art *Nuttalides umbonifer* dominiert keine Vergesellschaftung in den untersuchten Kernen. Dies gibt einen Hinweis auf die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Wassermassen. Das rezente Verbreitungsmuster von *N. umbonifer* im Atlantik zeichnet nach SCHNITKER (1974) und MURRAY (1991) die Ausbreitung des AABW bzw. des LCDW (SCHMIEDL ET AL. 1997) nach. In weiteren Arbeiten wird *N. umbonifer* als an das karbonataggressive Milieu zwischen der Kalzitlysookline und der Kalzitkompensationstiefe angepasst beschrieben (DOUGLAS & WOODRUFF 1981, BREMER & LOHMANN 1982, MACKENSEN ET AL. 1990 und 1995, SCHMIEDL ET AL. 1997). Da *N. umbonifer* in keinem der untersuchten Kerne dominant auftritt, wird davon ausgegangen, dass an allen Kernlokationen AABW während des untersuchten Zeitraums keinen Einfluss hatte bzw. sich die untersuchten Kerne nicht unterhalb der Kalzitlysookline befanden.



**Abb. 22:** Prozentuale Anteile des Anzeigers für NADW, der Art *Fontbotia wuellerstorfi* in allen untersuchten Kernen.



**Abb. 23:** Der Parameter Diversität und prozentuale Anteile der Art *Fontbotia wuellerstorfi* als Anzeiger des NADW-Zulusses an die Position des Kerns PS2489-2/4.

## 5.6 Frontenverlagerungen im Antarktischen Zirkumpolarstrom

Zahlreiche Publikationen beschreiben Positionsveränderungen einzelner oder aller ozeanischen Fronten des ACC während des Spätquartärs im Glazial/Interglazial-Rhythmus (Tab. 13).

**Tab. 13:** Liste der Publikationen aufgeteilt nach Untersuchungsgebieten, in denen Positionsveränderungen der Fronten des ACCs beschrieben werden.

Untersuchungsgebiet	Referenz
Südatlantik	MORLEY & HAYS (1979)
	MACKENSEN ET AL. (1994)
	NIEBLER (1995)
	BRATHAUER (1996)
	NÜRNBERG ET AL. (1997)
	ASMUS ET AL. (1999)
	BRATHAUER & ABELMANN (1999)
	MACKENSEN ET AL. (2001)
	GERSONDE ET AL. 2003
	Indik
MORLEY (1989)	
HOWARD & PRELL (1992)	
NEES ET AL. (1999)	
FINDLAY & FLORES (2000)	

Das Ausmaß der Frontenverlagerung während ausgewählter MIS wird von verschiedenen Autoren unterschiedlich angegeben. Tendenziell wird in älteren Arbeiten eine größere Verschiebung (ca. 5° bis 7°) einzelner Fronten im Wechsel Glazial/Interglazial angenommen (PRELL ET AL. 1980, MORLEY 1989, MACKENSEN ET AL. 1994). Weitere Arbeiten geben das Ausmaß der Verschiebung mit nur 2° bis 3° an (BRATHAUER & ABELMANN 1999, NÜRNBERG ET AL. 1997, MACKENSEN ET AL. 2001). BRATHAUER (1996) sieht generell einen großen Unterschied zwischen den älteren Isotopenstadien (MIS17 bis MIS10), in denen deutliche Frontenverlagerungen stattfanden und den jüngeren Isotopenstadien (MIS9 bis MIS1), in dem sich nur geringe Frontenverlagerungen zeigen. Ihre Abschätzungen für den jüngeren Abschnitt (MIS9 bis MIS1) ergeben während der Glaziale und der kalten Interglaziale für die Polarfront eine Verlagerung um etwa zwei Breitengrade nach Norden. Während der Interglaziale und dem MIS3 entsprach die Position der Polarfront der heutigen, lediglich in MIS5.5 war sie um drei Breitengrade nach Süden verschoben (BRATHAUER & ABELMANN 1999).

MACKENSEN ET AL. (1994) konnte aufgrund von Veränderungen in der Vergesellschaftung benthischer Foraminiferen eine Verschiebung der Polarfront von der heutigen Position bei 50° S auf eine glaziale Position bei etwa 43° S feststellen (MIS10, MIS8, MIS6, MIS4, teilweise MIS3 und MIS2). Von NÜRNBERG ET AL. (1997) wurde die Verschiebung der Polarfront nach Norden während des letzten glazialen Maximums mit 3° angegeben. Auch in MACKENSEN ET AL. (2001) wird anhand benthischer Foraminiferenvergesellschaftungen die nordwärtige Verschiebung eines



an die Polarfront gebundenen Hochproduktionsgebietes und eines nördlich davon liegenden Gebietes mit variabler Produktivität um  $3,5^\circ$  während des letzten glazialen Maximums postuliert. GERSONDE ET AL. (2003) schließen aufgrund von Oberflächenwassertemperatur-Rekonstruktionen auf eine nordwärtige Verschiebung der zonalen Bänder des ACCs während des MIS2. Damit wurde der Bereich der kalten antarktischen Wassermassen südlich der Subantarktischen Front um etwa  $5^\circ$  Breite ausgedehnt und die silikatreiche Ablagerungszone nach Norden verlagert. Im Gegensatz zur PF veränderte sich die Lage der STF kaum, dies hatte eine Vergrößerung des thermischen Gradienten an der STF zur Folge (GERSONDE ET AL. 2003). Diese vorliegenden Erkenntnisse dienen als Grundlage für das im folgenden Kapitel erstellte konzeptionelle Modell.

### **5.7 Rekonstruktion der Fluktuationen der Hochproduktionsgebiete im Bereich der Fronten des ACCs**

Bei der Untersuchung der Faunen haben sich 6 Vergesellschaftungen ergeben, deren Auftreten vor allem durch die Produktion im Oberflächenwasser bestimmt wird: eine *E. exigua*-, eine *U. peregrina*-, eine *O. umbonatus*-, eine *M. zaandamae*-, eine *M. pompilioides*- und eine *M. barleeaanum*-Vergesellschaftung. Die *E. exigua*-Vergesellschaftung steht für oligotrophe Verhältnisse und eine saisonale bzw. episodische Produktion im Oberflächenwasser mit anschließender schneller Ablagerung auf dem Meeresboden. Tritt sie dominant auf, so befindet sich keines der an eine Front gebundenen Hochproduktionsgebiete in der Nähe der Kernlokation. Diese *E. exigua*-Vergesellschaftung wird in den nördlicheren Kernen (PS2495-3 und PS2498-1/2) bei erhöhten  $C_{org}$ -Flüssen durch eine *U. peregrina*-Vergesellschaftung abgelöst oder bei leicht erhöhter Produktion von einer von *O. umbonatus* dominierten Vergesellschaftung ersetzt. In diesem Fall befindet sich ein Hochproduktionsgebiet in großer Nähe zur Kernlokation. Befindet sich die Front mit dem dazugehörigen Hochproduktionsbereich länger anhaltend direkt über der Kernposition, dann tritt eine Hochproduktionsvergesellschaftung mit *M. pompilioides* und/oder *M. zaandamae* oder *M. barleeaanum* auf.

Die Paläoposition der an die ozeanographischen Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstroms gebundenen Hochproduktionsbereiche können daher mittels der benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen rekonstruiert werden (Abb. 24). Somit sind Aussagen über die spätquartären Positionen der Fronten möglich. Dabei wird in dem konzeptionellen Modell angenommen, dass die Bereiche der Hochproduktion ca. ein bis zwei Breitengrade umfassen und die eigentliche Front im Zentrum liegt. Dies entspricht den Beobachtungen von SMETACEK ET AL. (1997), READ ET AL. (2002), STRASS ET AL. (2002), die eine breite Zone (ca.  $1,5^\circ$  in READ ET AL. 2002) mit erhöhten Primärproduktionsraten entlang der Fronten beschreiben. Die Kerne PS2495-3 und PS2489-2/4 wurden durch die Subtropische und die Subantarktische Front, der Kern PS2498-1/2 nur durch die Subantarktische Front und die Kerne PS1754-1, PS2499-5/1 und PS2564-3/2 durch die Subantarktische Front und die Polarfront beeinflusst. Die stratigraphisch begrenzte Reichweite der Kerne macht jedoch mit zunehmendem Alter Aussagen über die Positionen aller Fronten nicht mehr möglich. Die Beschreibung der Positionen der Fronten erfolgt i. d. R. von Nord nach Süd.

BRATHAUER (1996) und BRATHAUER & ABELMANN (1999) geben für alle drei Fronten im östlichen Südatlantik für jedes Isotopenstadium die geographische Breite an, was den direkten Vergleich mit den hier postulierten Positionen ermöglicht. Soweit

vorhanden, werden weitere Angaben aus anderer Literatur ebenfalls zum Vergleich herangezogen.

#### Interglaziales Isotopenstadium 11:

Anhand der vorgefundenen Vergesellschaftung im Kern PS2564-3/2 lässt sich die Position der SAF nur grob abschätzen (Abb. 24, \*1). Ein Großteil des MIS11 wird durch eine *G. subglobosa*-Vergesellschaftung bestimmt, deren Anteil aber stetig abnimmt. Zeitgleich sind drei kürzere Auftrittsphasen einer *O. umbonatus*-Vergesellschaftung zu erkennen. Die *G. subglobosa*-Vergesellschaftung wird sukzessive ab der Mitte des MIS11 durch eine *E. exigua*-Vergesellschaftung ersetzt. Zusätzlich ist im MIS11.2 ein Maximum einer *M. zaandamae*-Vergesellschaftung zu erkennen. Mit diesen wenigen Informationen lässt sich nur aussagen, dass an der Kernposition erhöhte Strömung stattgefunden hat, sich aber aufgrund der oligotrophen Bedingungen anzeigenden Faunen die Kernlokation maximal in der Nähe zur südlichen Grenze der SAF befunden haben kann. Auch die höheren Diversitätswerte in der ersten Hälfte des MIS11 deuten auf eine niedrige Produktivität im Oberflächenwasser, ebenso wie die niedrigen BFAR-Werte. Die kurzen Einschübe der Hochproduktionsanreicher lösen die *G. subglobosa*- bzw. *E. exigua*-Vergesellschaftung jedoch nicht vollständig ab. Sie lassen sich möglicherweise auf kürzer anhaltende Bedingungen zurückführen, während denen genügend organisches Material bis ins Sediment gelangt ist und so eine verstärkte Reproduktion dieser Arten hervorgerufen hat. Die sukzessive Ablösung der *G. subglobosa*- durch die *E. exigua*-Vergesellschaftung spricht für einen Rückgang der Strömungsintensität, was sicherlich dazu beiträgt, mehr organisches Material abzulagern. Nach LOUBERE ET AL. (1988) und VAN LEEUWEN (1989) kann die Art *G. subglobosa* bei erhöhter Nahrungszufuhr nicht mehr mit anderen Arten konkurrieren. Auch die ab dem Zeitraum der Dominanz der *E. exigua*-Vergesellschaftung ansteigenden  $C_{org}$ -Gehalte bestätigen in dieses Bild (Abb. 12b für die Vergesellschaftung und Abb. 19 für die  $C_{org}$ -Gehalte). Die Situation an der Meeresoberfläche ist als oligotroph zu beschreiben, jedoch gelangt während saisonaler Phytoplanktonblüten für kurze Zeiträume viel organisches Material zum Meeresboden.

Des Weiteren gehören die prozentualen Anteile des NADW-Anzeigers *F. wuellerstorfi* während dieses Zeitraumes mit zu den höchsten ermittelten Werten des gesamten Kerns (Abb. 22). Auch von OPPO ET AL. (1990), SCHMIEDL & MACKENSEN (1997) und HODELL ET AL. (2000) wird das MIS11 als das Interglazial beschrieben, in dem der stärkste Zustrom von NADW in den Südatlantik stattgefunden hat und somit der Anteil des NADW im CDW stark zunahm (angezeigt durch sehr hohe  $\delta^{13}C$ -Werte benthischer Foraminiferengehäuse in Proben aus dem südlichen Südatlantik). Insgesamt lassen sich diese Befunde auf eine im MIS11 besonders ausgeprägte Tiefenwasserzirkulation nördlicher Wassermassen nach Süden zurückführen, der Eintrag eines nördlichen Tiefenwassers ähnlich des heutigen NADW ist mindestens bis an die Position des Kerns PS2564-3/2 nachzuweisen.

Die Abschätzung der Position der SAF steht in Übereinstimmung mit der von BRATHAUER (1996) gefundenen Position.

MIS11	Referenz	Position STF	Position SAF	Position PF
	Diese Arbeit	?	43,5°S – 45,5°S	?
	BRATHAUER (1996)	Fluktuationen zw. 37°S und 42,5°S	Fluktuationen zw. 40°S und 47°S	Fluktuationen zw. 43°S und 51°S

#### Glaziales Isotopenstadium 10:

Den Übergang vom MIS11 nach dem MIS10 bestimmt im Kern PS2564-3/2 eine *O. umbonatus*-Vergesellschaftung. Danach schließt sich für einen kurzen Zeitraum eine *G. subglobosa*-Vergesellschaftung an, direkt gefolgt von einem ebenso kurzzeitigen Auftritt einer *M. zaandamae*-Vergesellschaftung. Dies lässt die Deutung zu, dass sich der an die PF gebundene Hochproduktionsgürtel der Kernposition von Süden her nähert und damit die Produktion im Oberflächenwasser etwas ansteigt. Dies zeigt sich auch in der BFAR, sie steigt bereits am Übergang MIS11 nach MIS10 stark an. Die Anteile an *F. wuellerstorfi* lassen bereits Ende des MIS11 erheblich nach (Abb. 22), somit auch der verstärkte Zufluss von NADW von Norden her. Schließlich wird während der oberen beiden Drittel des MIS10 durch die Dominanz einer *E. exigua*-Vergesellschaftung wieder saisonal schwankende Nahrungszufuhr angezeigt, auch die BFAR lässt nach. Daraus lässt sich folgern, dass sich das Hochproduktionsgebiet um die PF wieder in Richtung Süden zurückzieht (Abb. 24, \*2).

Die Position der PF liegt weiter südlich als von BRATHAUER (1996) angegeben. Da die Daten aber von einem Kern stammen, der am Übergang zum Indischen Ozean weit östlich des Untersuchungsgebietes auch von BRATHAUER (1996) liegt und ansonsten keine weiteren Erkenntnisse vorliegen, ist es möglich, dass im Bereich des Südatlantiks die PF ggf. weiter im Norden positioniert war.

MIS10	Referenz	Position STF	Position SAF	Position PF
	Diese Arbeit	?	?	46,5°S – 48,5°S
	BRATHAUER (1996)	37°S	40°S	42,5°S

#### Interglaziales Isotopenstadium 9:

Im Kern PS2564-3/2 ist während des gesamten MIS9 (leicht ansteigend) eine *E. exigua*-Vergesellschaftung und parallel dazu (leicht abfallend), mit jedoch geringeren Anteilen, eine *G. subglobosa*-Vergesellschaftung dominant. Über die Position der südlichen Grenze des an die SAF gebundenen Hochproduktionsgebietes kann mittels des Kerns PS2564-3/2 keine Aussage gemacht werden (Abb. 24, \*3), ebenso nicht über die PF (Abb. 24, \*4).

Ab der Mitte des MIS9 (321 ka) sind durch den Kern PS2489-2/4 Informationen über die Position der SAF möglich. Die *O. umbonatus*-Vergesellschaftung zeigt die Nähe der nördlichen Grenze des an die Front gebundenen Hochproduktionsgebietes an. Am Übergang MIS9 zum MIS8 muss die SAF die Kernposition „überfahren“ haben, um ihre Position weiter im N während des kommenden Glazials einzunehmen (Abb. 24, \*5). Dies ist jedoch nicht auffällig in den Faunenvergesellschaftungen dokumentiert. Lediglich ein nicht als signifikant zu erachteter Anstieg zu Beginn des MIS8 (da <0,4) in den beiden außerdem im Kern vorkommenden *M. zaandamae*- und *M. pompilioides*-Vergesellschaftungen könnte man als Anzeiger dafür sehen. Bereits

am Übergang zum MIS8 setzt jedoch, dokumentiert von einer durch *E. exigua* dominierten Vergesellschaftung, relativ niedrige Oberflächenwassermassen-Produktivität ein, die von starkem saisonalen Einfluß geprägt ist. In Kern PS2489-2/4 dokumentiert ein hoher Anteil von *F. wuellerstorfi* den erhöhten Zustrom von NADW (Abb. 22). FLORES ET AL. (1999) beschreiben die Strömungsintensität im südlichen Südatlantik im MIS9 ähnlich der des MIS11, d. h. auch während dieses Stadiums kam es zu einem verstärkten Zufluss von NADW. Auch nach HODELL (1993) sind die Flussraten des NADW am Meteor-Rücken im MIS11, MIS9 und MIS7 deutlich stärker als heute. Die *G. subglobosa*-Vergesellschaftung in Kern PS2564-3/2 dokumentiert ebenfalls erneut die verstärkte Tiefenwasserzirkulation. In einem weiter entfernt liegenden Kern auf dem Walfisch-Rücken wird ebenfalls für das MIS11 und das MIS9 sowohl ein Auftreten einer *G. subglobosa*-Vergesellschaftung beschrieben als auch eine zeitgleiche Erhöhung des NADW-Zuflusses (SCHMIEDL & MACKENSEN 1997). Auch HODELL (1993) bestätigt diese Aussage anhand von  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven eines ODP-Kernes vom Meteor-Rücken (ODP Site 607).

Im MIS9 ist wiederum eine Übereinstimmung in der Positionsangabe für die SAF mit den Rekonstruktionen von BRATHAUER (1996) zu finden.

MIS9	Referenz	Position STF	Position SAF	Position PF
	Diese Arbeit	?	43°S – 45°S?	?
	BRATHAUER (1996)	Fluktuationen zw. 40°S - 41,5°S	Fluktuationen zw. 42°S – 44°S	?

#### Glaziales Isotopenstadium 8:

An der Position des Kerns PS2489-2/4 hält das oligotrophe Produktivitätsregime, das den Übergang vom MIS9 zum MIS8 gekennzeichnet hat, zuerst noch an, fällt dann aber bis etwa zum MIS8.4 deutlich ab. Bereits während des Rückgangs der *E. exigua*-Vergesellschaftung steigt ab ca. 280 ka bis zum Ende des MIS8 eine *M. pompilioides*-Vergesellschaftung an, die die Ablösung durch ein Hochproduktionsregime anzeigt. Auch die BFAR ist entsprechend erhöht. Während dieser Zeitphase befindet sich das an die SAF gebundene Hochproduktionsgebiet über der Kernposition (Abb. 24, \*6).

Bestätigt wird die Position der SAF durch die im Kern PS2495-3 auftretende *U. peregrina*-Vergesellschaftung, die die Nähe zur nördlichen Begrenzung des Hochproduktionsgebietes der SAF widerspiegelt. Zu Beginn und am Ende des MIS8 wird die *U. peregrina*-Vergesellschaftung im Kern PS2495-3 durch eine *E. exigua*-Vergesellschaftung ersetzt. Dieses Verhalten zeigt sehr anschaulich die Bewegung der nördlichen Grenze des an die SAF gebundenen Hochproduktionsgebietes nach Norden bis zur Kernposition und wieder zurück nach Süden im Verlaufe des MIS8 (Abb. 24, \*7).

Im Kern PS2564-3/2 wird die zu Beginn des MIS8 aus dem MIS9 kommende *E. exigua*-Vergesellschaftung von einer *G. subglobosa*-Vergesellschaftung abgelöst, die fast bis zum MIS8.4 dominiert. Ihr Auftreten korreliert sehr genau mit dem vorgefundenen Turbidit in einer Kerntiefe zwischen 597 und 645 cm. Sie wird daher während dieses Zeitabschnitts nicht mit erhöhter Strömungsintensität in Verbindung gebracht. Danach folgt eine Hochproduktionsphase bis zum Ende des MIS8, angezeigt durch das Auftreten einer *M. pompilioides*-Vergesellschaftung. Diese wird durch

den bis zur Kernlokation nach Norden verlagerten Hochproduktionsbereich der PF verursacht (Abb. 24, \*8).







Auch hier wiederum ist mit BRATHAUER (1996) eine Übereinstimmung in der Position des SAF zu finden.

MIS8	Referenz	Position STF	Position SAF	Position PF
	Diese Arbeit	?	41°S – 43°S	Ende MIS8: 46°S – 48°S; Beginn MIS8: 47°S – 49°S
	BRATHAUER (1996)	40°S	42°S	?

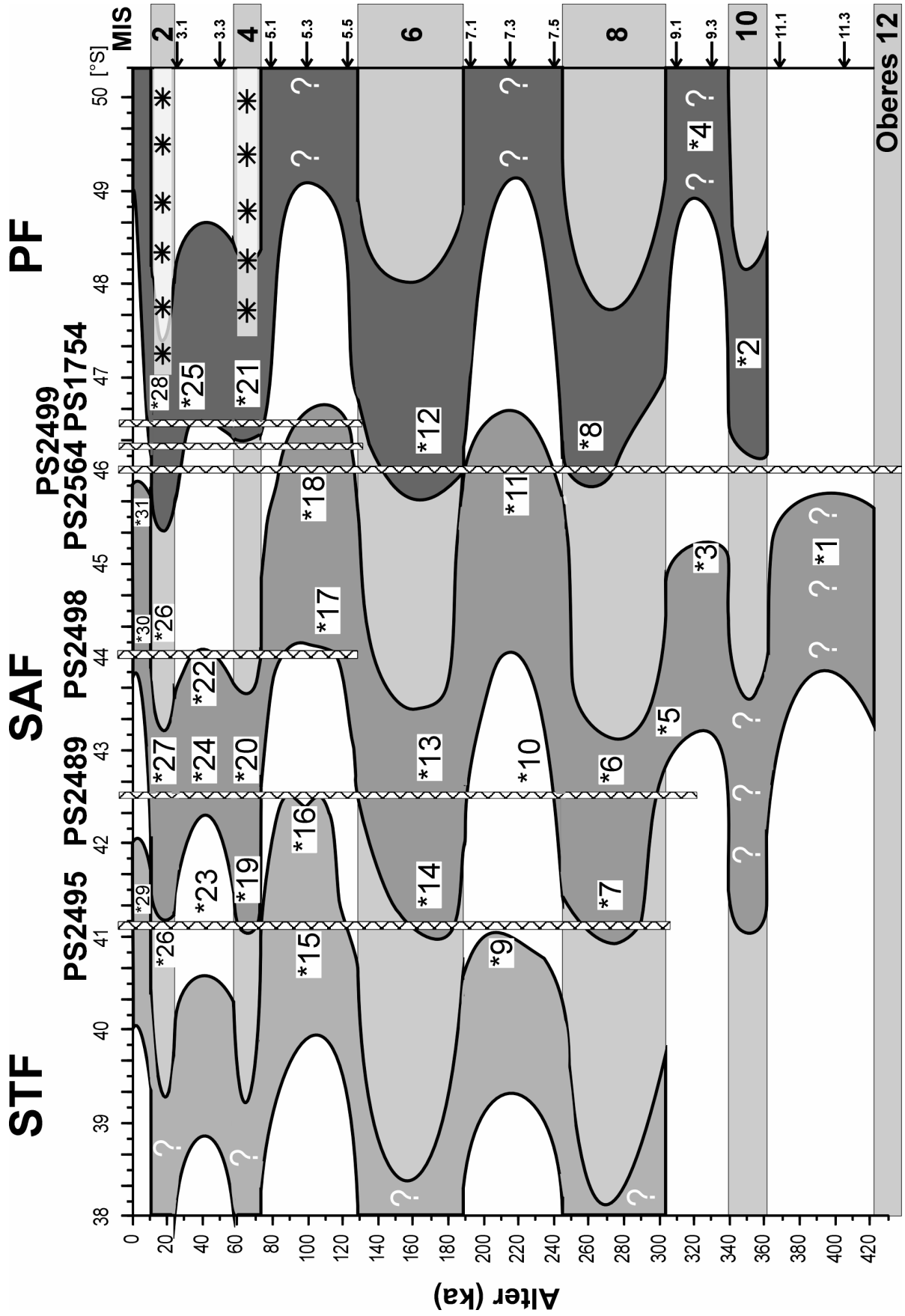
#### Interglaziales Isotopenstadium 7:

Angezeigt durch eine dominierende *E. exigua*-Vergesellschaftung während des MIS7 im Kern PS2495-3, befindet sich die STF in größerer Entfernung zur Kernposition. Im Zeitraum zwischen dem MIS7.3 und dem MIS7.1 nimmt der Anteil an einer *U. peregrina*-Vergesellschaftung zu und auch wieder ab. Im MIS7.2 wird ein Maximum erreicht, zu diesem Zeitpunkt wird die *E. exigua*-Vergesellschaftung vollständig ersetzt. Das kurzzeitige Auftreten der *U. peregrina*-Vergesellschaftung im Übergangsbereich von einem Gebiet mit saisonal schwankendem Eintrag organischen Materials zu einem Hochproduktionsgebiet wird durch eine größere der Nähe der STF erklärt. Die maximale Ausbreitung dieses mäßigen Hochproduktionsgebietes der STF reicht im MIS7.2 daher bis ca. 41°S (Abb. 24, \*9). Außerdem ist ab dem MIS7.4 bis zum MIS7.2 ein verstärkter Einfluss von NADW in einem starken Anstieg des prozentualen Anteils der Art *F. wuellerstorfi* sowohl im Kern PS2495-3, als auch im Kern PS2489-2/4 zu erkennen. Dieses Maximum des NADW-Zutrags in das Untersuchungsgebiet im oberen MIS7 bestätigen DIEKMANN & KUHN (1997) anhand hoher Kaolinit/Chlorit-Verhältnisse am Mittelatlantischen Rücken, abermals HODELL (1993) für den Meteor-Rücken und auch SCHMIEDL & MACKENSEN (1997) sehen am Walfischrücken diesen Anstieg.

Im Kern PS2489-2/4 ist am Übergang vom MIS8 zum MIS7 noch Hochproduktion zu erkennen, die mit dem „Überfahren“ der Kernposition durch die SAF auf dem Weg nach Süden begründet werden kann. Danach herrscht ab dem MIS7.4 an dieser

Legende:			
	Sedimentkern		Hochproduktionsbereich der STF
	max. Wintermeereisbedeckung		Hochproduktionsbereich der SAF
	Frontenposition nur vermutet		Hochproduktionsbereich der PF

**Abb. 24** (Seite rechts): Rekonstruierte Paläoposition der an die Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstroms gebundenen Hochproduktionsgebiete.



Kernposition niedrige Produktion mit einer saisonalen Komponente im Oberflächenwasser vor (Abb. 24, \*10). Auf dem Weg nach Süden gelangt die SAF in ihrer maximalen südlichen Ausdehnung bis zur Position des Kerns PS2564-3/2: An dieser Kernposition dokumentiert zu Beginn des MIS7 eine *E. exigua*-Vergesellschaftung noch niedrige Produktivität, solange die Front (SAF) noch nicht bis an die Kernposition gelangt ist. Ab dem MIS7.3 wird diese Situation dann durch eine Hochproduktionsvergesellschaftung (*M. zaandamae*) abgelöst, als sich die SAF über der Kernlokation befindet (Abb. 24, \*11). Ein Maximum in der *G. subglobosa*-Vergesellschaftung in MIS7.3 könnte die Annäherung bzw. das Überfahren der Kernposition durch die Front anzeigen. Da im Bereich der Front die Dichtegradienten am größten sind, hat dies eine höhere Strömungsgeschwindigkeit zur Folge (WITWORTH & KNOWLIN 1987). Während der Hochproduktionsphase steigen auch die  $C_{org}$ -Werte und die BFAR des Kerns PS2564-3/2 an (Abb. 12a und 19), die Diversität sinkt (Abb. 12a).

Im MIS7 zeigt sich für die STF eine gute Übereinstimmung in der Position der Front, die SAF liegt nach den Ergebnissen dieser Arbeit weiter im Süden als bei BRATHAUER (1996), was sich wiederum auf die weit entfernte Position des Kerns PS2564-3/2 zurückführen lässt.

MIS7	Referenz	Position STF	Position SAF	Position PF
	Diese Arbeit	39°S – 41°S	44°S – 46°S	?
	BRATHAUER (1996)	Fluktuationen zw. 40°S – 41°S	Starke Fluktuationen zw. 42°S – 45,5°S	?

#### Glaziales Isotopenstadium 6:

Das Hochproduktionsszenario hält weiterhin an der Kernposition PS2564-3/2 an, wird während des MIS6 jedoch nicht durch die SAF, sondern den nördlichen Teil des Hochproduktionsgürtels an der PF verursacht, der sich über der Kernlokation befindet (Abb. 24, \*12). Gegen Ende des MIS6 tragen die beiden südlichsten Kerne PS1754-1 und PS2499-5/1 auch zur Rekonstruktion bei, beide setzen ebenfalls mit einer Hochproduktionsvergesellschaftung ein, die durch ihre Lage unterhalb des Hochproduktionsgebietes an der PF verursacht wird.

Auch im Kern PS2489-2/4 herrscht während des gesamten MIS6 Hochproduktion vor (*M. pompilioides*-Vergesellschaftung), auch die Werte der BFAR sind hoch, die der Diversität hingegen niedrig (Abb. 8a). Während dieses Zeitraums befindet sich der hochproduktive Bereich um die SAF über der Kernposition (Abb. 24, \*13). Die nördliche Ausdehnung dieses hochproduktiven Bereichs reicht während des Zeitraums vom MIS6.6 bis fast ins MIS6.4 bis an den Kern PS2495-3 heran (*O. umbonatus*/*M. zaandamae*-Vergesellschaftung) (Abb. 24, \*14). Danach entfernt sich die SAF wieder in Richtung Süden, im Kern PS2495-3 verdeutlicht durch eine bis zum MIS6.2 auftretende *E. exigua*-Vergesellschaftung, eine niedrige BFAR und ansteigende Diversitätswerte (Abb. 9a). Die *E. exigua*-Vergesellschaftung wird im MIS6.4 in geringem Ausmaß von einer *O. umbonatus*-Vergesellschaftung unterbrochen. Auch der Übergang zum MIS5 wird nochmals von einer *O. umbonatus*-Vergesellschaftung charakterisiert.

Die hier postulierte Position der SAF und der PF wird auch von BRATHAUER (1996) so angenommen.

MIS6	Referenz	Position STF	Position SAF	Position PF
	Diese Arbeit	?	41 °S – 43 °S	45,5 °S – 47,5 °S
	BRATHAUER (1996)	40 °S, im MIS6.2: 38 °S	43 °S	47,5 °S

#### Interglaziales Isotopenstadium 5:

Direkt am Beginn des MIS5 steigt im Kern PS2495-3 parallel zum Abfallen der den Übergang vom MIS6 bestimmenden *O. umbonatus*/*M. zaandamae*-Vergesellschaftung der Anteil an einer *E. exigua*-Vergesellschaftung an. Nach einem Maximum im MIS5.5 fällt dieser wieder ab. Danach zeigt bis einschließlich des MIS5.2 eine von *U. peregrina* dominierte Vergesellschaftung den mäßigen Hochproduktionsbereich der STF an, der sich zu Beginn des MIS5 in Richtung Süden bewegt hat und sich jetzt über der Kernposition befindet. Der Rückzug der STF nach Norden ab dem MIS5.2 wird von einer *E. exigua*-Vergesellschaftung dokumentiert, die Produktion im Oberflächenwasser geht zurück, Saisonalität wird bis ins MIS4 hinein vorherrschend (Abb. 24, \*15).

Im Kern PS2489-2/4 wechselt sich eine *M. pompilioides*- mit einer *E. exigua*-Vergesellschaftung ab: Aufgrund der Fluktuationen ist davon auszugehen, dass sich der südliche Bereich des Hochproduktionsgebietes der STF in großer Nähe befindet bzw. zeitweise sogar über der Kernposition (Abb. 24, \*16).

Der Kern PS2498-1/2 liegt bis zum MIS5.2 im Einfluß des Hochproduktionsbereiches der SAF, lediglich unterbrochen im MIS5.4 durch ein Maximum in der *E. exigua*-Vergesellschaftung (Abb. 24, \*17). Diese kurzzeitige Unterbrechung zeigt, dass die Lage des hochproduktiven Gebietes nicht statisch war, sondern räumlich variierte. Diese Phase der meist kontinuierlichen Hochproduktion wird ab dem MIS5.2 durch eine niedrige Oberflächenwassermassen-Produktivität mit saisonalem Einfluss abgelöst. Insgesamt betrachtet, zeigt sich hier die Bewegung der SAF während des MIS5 in Richtung Süden: Zu Beginn des MIS5 befindet sich die SAF noch über dem Kern, im weiteren Verlauf des MIS5 verlagert sie sich über die Kernposition hinaus weiter nach Süden. Den „Rückweg“ tritt sie im obersten MIS5 an, das Maximum in der *O. umbonatus*-Vergesellschaftung im MIS4 zeugt von der „Überfahung“ der Kernposition.

Der südliche Bereich des Hochproduktionsgebietes der SAF ist in den Kernen PS1754-1, PS2499-5/1 und PS2564-3/2 teilweise wieder zu finden (Abb. 24, \*18). Wie auch schon im Kern PS2489-2/4 und auch PS2498-1/2 vorgefunden, ist eine sehr dynamische Bewegung der Fronten anzunehmen, um die sich abwechselnden Vergesellschaftungen und damit unterschiedlichen Produktivitätsregime zu erklären. Lediglich im Kern PS1754-1 ist von einem konstanteren Hochproduktionsregime auszugehen, hier ist die Dominanz der *M. barleeaanum*-Vergesellschaftung fast während des gesamten MIS5 gegeben. Am Ende des MIS5 bewegt sich die SAF wieder nach Norden und die Hochproduktion lässt nach, dies ist an den nun dominierenden Faunen in den Kernen PS2499-5/1 und PS2564-3/2 (*E. exigua*) erkennbar.



In den Kernen PS2489-2/4 und PS2564-3/2 ist während des MIS5.5 ein Maximum in einer *G. subglobosa*-Vergesellschaftung zu erkennen, was für eine Verstärkung der Tiefenwasserzirkulation spricht. Auch weisen alle Kerne im MIS5.5 große Anteile des NADW-Anzeigers *F. wuellerstorfi* auf, im Kern PS2564-3/2 ist das Maximum etwas zeitversetzt zu finden aufgrund seiner Position weit im Osten (Abb. 22). Somit ist das NADW mindestens bis an die südlichsten Kernpositionen vorgedrungen (>46°S). Dies bestätigen auch die insbesondere während des MIS5.5 erhöhten Kaolinit/Chlorit-Verhältnisse von DIEKMANN & KUHN (1997). Die verstärkte Tiefenwasserzirkulation ist erneut auch am Walfisch-Rücken zu erkennen (SCHMIEDL & MACKENSEN 1997), allerdings ist sie hier nicht mehr ganz so ausgeprägt wie in den MIS11, 9 und 7.

BRATHAUER & ABELMANN (1999) postulieren insgesamt ähnliche Werte für das MIS5. Nach NIEBLER (1995) werden alle drei Fronten während des MIS5.5 im Ostatlantik um 2 bis 3 Breitengrade nach Süden verlagert.

MIS5	Referenz	Position STF	Position SAF	Position PF
	Diese Arbeit	Fluktuationen zwischen 39°S – 42,5°S	Fluktuationen zwischen 44°S – 46°S	?
	BRATHAUER & ABELMANN (1999)	Fluktuationen zwischen 40,5°S - 43°S (MIS5.5)	Fluktuationen zwischen 44,5°S - 48°S (MIS5.5)	Fluktuationen zwischen 48°S - 53°S (MIS5.5)

Glaziales Isotopenstadium 4:

Im Kern PS2495-3 ist während des MIS4 gut die Bewegung der SAF nach Nord und wieder zurück nach Süden zu erkennen. Zu Beginn und am Ende des MIS4 befindet sich die Front weiter von der Kernposition entfernt im Süden, was durch eine *E. exigua*-Vergesellschaftung angezeigt wird. Die Nähe zum Hochproduktionsbereich der SAF wird im MIS4.2 durch eine von *U. peregrina* dominierte Vergesellschaftung und höhere C<sub>org</sub>-Werte verdeutlicht (Abb. 24, \*19).

Die Ausbildung der Vergesellschaftungen im Kern PS2489-2/4 wird weitgehendst von Hochproduktion bestimmt, da sich die SAF über der Kernlokation befindet. Der Kern PS2498-1/2 zeigt zu Beginn des MIS4 durch eine *O. umbonatus*-Vergesellschaftung kurzzeitig Hochproduktion an, als die SAF auf ihrem Weg nach Norden die Kernposition „überfährt“ (siehe auch Beschreibung im MIS5), danach liegt keine Front mehr in der Nähe und es herrscht somit niedrige Produktivität mit einer saisonalen Komponente vor (Abb. 24, \*20).

An der Position des Kerns PS1754-1 wird durch die *M. barleeaanum*-Vergesellschaftung Hochproduktion angezeigt, die durch die große Nähe zum Hochproduktionsgebiet der PF ausgelöst wird (Abb. 24, \*21). Der Kern PS2564-3/2 hingegen zeigt ein sehr kurz anhaltendes Maximum in der Hochproduktion an, ist aber sonst weitgehendst einem oligotrophen Regime unterworfen, was durch die relativ niedrigen C<sub>org</sub>-Gehalte unterstützt wird.

Die Übereinstimmung mit den von BRATHAUER (1996) angegebenen Positionen ist auch im MIS4 sehr gut.

MIS4	Referenz	Position STF	Position SAF	Position PF
	Diese Arbeit	?	41 °S – 43 °S	46 °S - 48 °S
	BRATHAUER (1996)	Fluktuationen zwischen 40 °S - 41,5 °S	43 °S	48 °S

Zwischen dem mittleren Südatlantik (Bereich des Mittelatlantischen Rückens) und dem östlichen Südatlantik ist nicht nur im Holozän ein Unterschied in der geographischen Position der Polarfront (u. demzufolge ggf. auch der anderen Fronten) zu beobachten. Im Kern PS2499-5/1 wird im MIS4 und im MIS2 die karbonatische Sedimentation von opaldominierten Ablagerungen unterbrochen, die Kerne PS1754-1 und PS2564-3/2 hingegen zeigen durchgehend karbonatische Ablagerungen. Alle drei Kerne liegen bei etwa 46 °S und rezent nördlich der Polarfront. Während des MIS4 und MIS2 wurde der Kern PS2499-5/1 von einer heute südlich der Polarfront gelegenen Hochproduktionszone für biogenen Opal „überfahren“, während die beiden östlicheren Kerne nördlich der Polarfront blieben und somit weiterhin karbonatische Sedimentation stattfand (ASMUS ET AL. 1999). Dies könnte eine größere Verlagerung der Polarfront nach Norden während der MIS4 und 2 im Bereich des Mittelatlantischen Rückens im Vergleich zum östlicheren Südatlantik anzeigen. Wahrscheinlicher ist jedoch, wie rezent ebenfalls zu beobachten, dass die Polarfront im Bereich des Mittelatlantischen Rückens eine mittlere Position von <50 °S einnimmt, während sie im östlichen Südatlantik weiter südlich liegt (51–52 °S). Das Ausmaß der Verschiebung nach Norden kann so möglicherweise in beiden Gebieten gleich geblieben sein, im Falle des Kerns PS2499-5/1 reichte sie dabei aber über den Kern hinaus. Welche der beiden Möglichkeiten zutrifft, lässt sich anhand der Foraminiferenvergesellschaftungen nicht belegen. Da der nördlicher liegende Kern PS2498-1/2 aber über eine die gesamte Kernlänge anhaltende karbonatische Lithologie aufweist, lag die Polarfront während der Glazialzeiten (und insbesondere während dem MIS4 und MIS2) nie nördlich dieser Kernposition. Auch ASMUS ET AL. (1999) konnten feststellen, dass im Kern PS2499 während der Glazialstadien MIS4 und MIS2 maximale Opal-Akkumulationsraten auftreten, aber im nördlichen Kern PS2498 keine bedeutenden Fluktuationen erkennbar sind. Dies unterstützen sie weiterhin mit der Bestimmung von umlagerungsunabhängigen  $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}/^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Verhältnissen, die als Tracer für den biogenen Partikelfluss und die Partikelzusammensetzung dienen. Ihre Ergebnisse zeigen, dass die heute südlich der Polarfront gelegene Hochproduktionszone für biogenen Opal während der MIS4 und 2 nordwärts verlagert wurde, die Verlagerung dieser Zone dabei mindestens die Kernposition PS2499 erreicht oder überschritten hat, jedoch nicht weiter nördlich bis zur Kernposition PS2498 gekommen ist. Die Autoren geben daher für die maximale Verlagerung des opalen Hochproduktionsgürtels während der Glazialzeiten ein Wert von 5° in Richtung N an. In der Annahme, daß die Polarfront immer die Nordgrenze der opalen Hochproduktionszone während der letzten 130000 Jahre gewesen ist, zeigen die Ergebnisse, daß sich die Polarfront während der Stadien 4 und 2 zwischen den beiden Kernpositionen befunden hat.

Interglaziales Isotopenstadium 3:

Im MIS3 setzt sich die im MIS4 beschriebene Situation annähernd so fort. Der Kern PS2498-1/2 zeigt mit kurz anhaltenden Maxima in der *M. zaandamae*- und der *O. umbonatus*-Vergesellschaftung zeitweise ein hochproduktives Regime an, unterliegt aber die meiste Zeit einer saisonalen, eher niedrigen Produktion. Auch die BFAR zeigt während dieses Zeitraums viele Schwankungen (Abb. 24, \*22). Erklärbar ist dies durch eine ebenfalls geringfügige Bewegung der SAF nach Süden, so daß die Front in die Nähe der Kernposition gelangt. Dies hat weiter im Norden am Kern PS2495-3 zur Folge, daß die Produktion an der Position des Kerns fast ausschließlich oligotroph bleibt (*E. exigua*-Vergesellschaftung) (Abb. 24, \*23). Der Kern PS2489-2/4 liegt weiterhin direkt im Bereich der Hochproduktion um die SAF (*M. zaandamae*-, *M. pompilioides*-Vergesellschaftung) (Abb. 24, \*24). Die Werte der BFAR und des C<sub>org</sub>-Gehalts fügen sich gut in dieses Bild ein (Abb. 8a und Abb. 19).

Auffallend ist jedoch die wieder einsetzende karbonatische Sedimentation im Kern PS2499-5/1. Daher muss sich die Polarfront im Vergleich zum MIS4 nach Süden zurückgezogen haben, so daß niedrige und saisonale (*E. exigua*), aber auch kurzzeitig z. T. etwas höhere und konstante Produktion (*M. zaandamae*) im Oberflächenwasser wieder stattfinden kann. Dies spricht für eine nur geringe Verschiebung der PF nach Süden. Der Kern PS2564-3/2 zeigt weiterhin Saisonalität an (*E. exigua*), diese nimmt jedoch sukzessive zum MIS3.1 hin ab. Im Gegensatz dazu steigt ab dem MIS3.3 der Anteil einer *M. zaandamae*-Vergesellschaftung, die im MIS3.1 schließlich diese *E. exigua*-Vergesellschaftung ganz ablöst. In Übereinstimmung mit BRATHAUER (1996) findet während dieser Zeit bereits wieder eine Bewegung der PF in Richtung Norden statt und erreicht die Position des Kerns PS2564-3/2 (Abb. 24, \*25).

Für die PF nimmt BRATHAUER (1996) eine südlichere Position an als die in dieser Arbeit rekonstruierte, die Position der SAF ist ähnlich der hier beschriebenen.

MIS3	Referenz	Position STF	Position SAF	Position PF
	Diese Arbeit	?	42°S – 44°S	Fluktuationen zwischen 46°S – 48°S
	BRATHAUER (1996)	Fluktuationen zwischen 40°S – 42°S	Fluktuationen zwischen 43°S – 44°S	Fluktuationen zwischen 48°S – 50°S

Glaziales Isotopenstadium 2:

Im MIS2 erfolgt wieder eine geringe Verschiebung der SAF und der PF nach Norden (für die STF ist keine Aussage möglich). So gelangen die Kerne PS2495-3 und PS2498-1/2 wieder außerhalb des näheren Einflussbereiches der SAF (Abb. 24, \*26), lediglich der Kern PS2489-2/4 bleibt unterhalb des Hochproduktionsregimes der SAF (Abb. 24, \*27).

Im Bereich der Kernposition PS2564-3/2 herrscht im Einflussbereich der PF ebenfalls Hochproduktion vor (*M. zaandamae*-Vergesellschaftung). Auch Kern PS1754-1 zeigt das gleiche Regime an, geht dann ab der Hälfte des MIS2 über in eine *O. umbonatus*-Vergesellschaftung. FRANK (1996) positioniert den Kern PS1754-1 aufgrund hoher Ba-Flussraten im MIS2.2 ebenfalls unterhalb der PF. Der Kern

PS2499-5/1 liegt wiederum in der südlich der Polarfront gelegenen Hochproduktionszone für biogenen Opal (Abb. 24, \*28).

Die von BRATHAUER & ABELMANN (1999) angegebenen Positionen der SAF und der PF liegen etwas weiter nördlich als die für diese Arbeit angenommen, der Unterschied ist jedoch nicht gravierend (Tab. 14). Für das MIS2 bzw. insbesondere für das MIS2.2 (LGM) gibt es eine Reihe von weiteren Angaben zur Verschiebung vor allem der Polarfront (Tab. 14). Das Ergebnis dieser Arbeit deckt sich sehr gut mit den Erkenntnissen aus dem Atlantik und auch dem Indischen Ozean.

**Tab. 14:** Rekonstruierte Lageveränderungen der Fronten des ACC im Atlantik und im Indischen Ozean während des MIS2.

MIS2	Referenz	Position der STF im Vergleich zur heutigen Position bei 41 °S	Position der SAF im Vergleich zur heutigen Position bei 46 °S	Position der PF im Vergleich zur heutigen Position bei 50 °S
<b>Atlantik</b>				
	MACKENSEN ET AL. (1994)			43 °S
	NIEBLER (1995)			47 °S – 48 °S (LGM)
	BRATHAUER (1996)	40 °S	43 °S	48 °S
	FRANK (1996)			46 °S (LGM)
	NÜRNBERG ET AL. (1997)			47 °S (LGM)
	ASMUS ET AL. (1999)			45 °S
	BRATHAUER & ABELMANN (1999)		43 °S (LGM)	47 °S (LGM)
	MACKENSEN ET AL. (2001)	39 °S - 40 °S (LGM)	41 °S - 43 °S (LGM)	46 °S - 47 °S (LGM)
	GERSONDE ET AL. (2003)	nur gering		ca. 45 °S (LGM)
	<b>Diese Arbeit</b>	<b>?</b>	<b>41 °S – 43 °S</b>	<b>45,5 – 47,5 °S</b>
<b>Indik</b>				
	PRELL ET AL. (1980)	36 °S – 39 °S (LGM)		40 °S – 45 °S (LGM)
	HOWARD & PRELL (1996)			45 °S – 47 °S
	NEES ET AL. (1999)	nördlich von 47 °S	ca. 47 °S	
	FINDLAY & FLORES (2000)	nördlich von 45 °S		

Interglaziales Isotopenstadium 1:

Die Bewegung der STF nach Süden am Übergang vom MIS2 zum MIS1 über die Position des Kerns PS2495-3 hinweg wird durch eine *O. umbonatus*/*M. zaandamae*-Vergesellschaftung angezeigt. Zeitgleich dazu bleibt aber eine *E. exigua*-Vergesellschaftung vertreten, die während der letzten 10 ka dominiert (Abb. 24, \*29). Der Kern PS2489-2/4 wird von einer *O. umbonatus*-Vergesellschaftung charakterisiert.

Eine *U. peregrina*/*E. bradyi*-Vergesellschaftung zeigt für den Kern PS2498-1/2 mäßige Hochproduktion in der Nähe zur SAF an (Abb. 24, \*30). Der südliche Bereich der an die SAF gebundenen Hochproduktionszone wird in der *O. umbonatus*-Vergesellschaftung des Kerns PS1754-1 und PS2499-5/1 widergespiegelt. Im östlichsten Bereich des Untersuchungsgebietes, an der Position des Kerns PS2564-3/2, weist eine *E. exigua*-Vergesellschaftung auf relativ niedrige Oberflächenwassermassen-Produktivität hin, die von starkem jahreszeitlichen oder saisonalen Einfluß geprägt ist (Abb. 24, \*31).

Die rezenten Positionen der Fronten im Südatlantik sind in der Literatur ausführlich beschrieben (LUTJEHARMS ET AL. 1985, WHITWORTH 1988, PETERSON & STRAMMA 1991).

MIS1	Referenz	Position STF	Position SAF	Position PF
	LUTJEHARMS & VALENTINE (1984)	41°40'S	46°23'S	50°18'S
	Diese Arbeit	40,5°S – 42,5°S	44°S – 46°S	49°S – 51°S

Zusammenfassung

Das Modell lässt erkennen (Abb. 24), daß im Verlauf der letzten 400 000 Jahre das Ausmaß der Verlagerung der an die Fronten gebundenen Hochproduktionsgebiete nicht immer gleich groß war, aber in Übereinstimmung mit anderen Autoren (BRATHAUER & ABELMANN 1999, NÜRNBERG ET AL. 1997, MACKENSEN et al. 2001) Verlagerungen zwischen ein bis drei Breitengraden stattgefunden haben. Dabei ist die Verschiebung vom MIS4 zum MIS3 und vom MIS3 zum MIS2 nicht so groß (ca. 1° - 1,5°) wie zwischen den älteren Stadien und die Verschiebung vom MIS2 zum MIS1 (ca. 2° - 3°). Gegen eine sehr viel größere Verschiebung der Fronten spricht, daß die Position des ACCs und damit auch die der Fronten von der Topographie des Meeresbodens beeinflusst werden (ORSI ET AL. 1995, VETH ET AL. 1997). Da diese sich in den letzten 400 000 Jahren nicht maßgeblich verändert hat, ist davon auszugehen, daß der Einfluss der untermeerischen Rücken immer gegeben war und somit der ACC einen natürlich vorgegebenen und damit begrenzten Bewegungsspielraum im Bereich zwischen dem Atlantisch-Indischen Rücken und der Südspitze von Afrika hat.

Als Ursache der Frontenverlagerungen im Wechsel Glazial/Interglazial werden in der Literatur mehrere Gründe angegeben. So werden für das letzte Glazial (MIS2) Verlagerungen der Windfelder und ebenso eine Verstärkung der Winde vermutet (LABEYRIE ET AL. 1996, BRATHAUER & ABELMANN 1999). In PETIT ET AL. (1981) sind Untersuchungen des Vostok-Eiskerns beschrieben, die auf eine Windverstärkung von 50 bis 80% in der subantarktischen Region während des letzten Glazials schließen lassen. Dies konnte auch in Modellexperimenten nachvollzogen werden.

KLINCK & SMITH (1993) kombinierten die beiden Parameter Windverlagerung und Windverstärkung und kamen zu dem Ergebnis, daß eine Zunahme der Windstärke um 70% in Kombination mit einer Verlagerung der Winde um 5° nach Norden zu einer Verlagerung des ACCs um 2 Breitengrade nach Norden führt. Aber auch der Einfluss des während der Glazialzeiten nach Norden ausgedehnten Meereises wird als Ursache angenommen (ASMUS ET AL. 1999, STUUT ET AL. 2004). Die Ausdehnung verursacht eine Verstärkung des polaren Hochdruckgebietes und somit auch eine Verstärkung des Polarwirbels, die wiederum zu einer nordwärtigen Verschiebung der Fronten des ACCs führt.

Ganz allgemein wird angenommen, daß die Oberflächenströmungen im glazialen Ozean stärker gewesen sind. Oberflächenströmungen werden durch den Wind angetrieben. Die Entstehung von Wind wiederum ist abhängig von horizontalen Temperaturgradienten. Wenn die Meereisgrenze sehr viel näher am Äquator gelegen hat, so wurde der Temperaturunterschied zwischen der Antarktis und den Tropen in einen räumlich viel kleineren Raum gepresst als heute. Dies führte zu einer Erhöhung des Temperaturgradienten und somit zu einer Verstärkung der Winde und infolgedessen auch der Oberflächenströmungen. Die glaziale Wintermeereisgrenze ist im Südatlantik nach Aussagen von CROSTA ET AL. (1998) und GERSONDE & ZIELINSKI (2000) während der glazialen Maxima im MIS4 und MIS2 auf etwa 47 - 49° S nach Norden verschoben worden, reichte also bis in den südlichen Teil der heutigen Polarfrontzone hinein. Infolgedessen ist auch die Verstärkung der Westwinde denkbar, die den ACC antreiben. Nehmen die Windgeschwindigkeiten zu, nimmt auch die Stärke des ACCs zu. Die Verlagerung der Westwinde nach Norden aufgrund des erhöhten Temperaturgradienten zieht außerdem eine Verlagerung der Fronten des ACCs nach Norden sich (GERSONDE ET AL. 2003).

#### Spätquartäre Tiefen- und Bodenwasserzirkulation im Südatlantik

Eine Rekonstruktion der Änderungen in der spätquartären Tiefen- und Bodenwasserzirkulation mittels der dominanten benthischen Foraminiferenfaunen ist nicht möglich. Die Ausbildung der untersuchten Faunen wird im Bereich des ACCs vorrangig durch die Produktion im Oberflächenwasser gesteuert. Somit überdeckt ein Produktivitätssignal ein mögliches Wassermassensignal. Untergeordnet gibt es Anzeiger für bestimmte Wassermassen wie die Art *F. wuellerstorfi* im Kernmaterial zu finden. Da diese aber nicht dominant in einer Vergesellschaftung vertreten ist, wird der geringere Anteil der Wassermasse im Vergleich zur Menge der Nahrung an der Ausbildung der Faunen deutlich.

Die Bodenwasserzirkulation während des letzten glazialen Maximums konnte von MACKENSEN ET AL. (2001) und BICKERT & MACKENSEN (2003) für den östlichen Südatlantik anhand von  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten benthischer Foraminiferengehäuse u. a. auch aus dem gleichen Kernmaterial rekonstruiert werden. Um ein korrektes paläozeanographisches Bild zu erhalten, mussten die Autoren jedoch zuvor einige durch einen Phytodetritus-Effekt verursachten zu niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte nach oben korrigieren. Dabei zeigt sich, daß sich das generelle Zirkulationsmuster der Tiefen- und Bodenwassermassen in seiner grundlegenden Ausprägung während der Glazial- und Interglazialzeiten gleich geblieben ist. Dies steht in Übereinstimmung mit der Aussage von anderen Autoren (YU ET AL. 1996, MATSUMOTO & LYNCH-STIEGLITZ 1999, MATSUMOTO ET AL. 2001, MACKENSEN 2004). Dies bedeutet für die Glazialzeiten eine Abnahme der nördlichen Komponente in den Wassermassen, während eine südliche

Wassermassenkomponente an Einfluß gewinnt. Um die Interpretation der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in noch besseren Einklang zu bringen mit Ergebnissen aus Untersuchungen von Cd/Ca-Verhältnissen (BOYLE 1992), nehmen die Autoren an, daß für die immer noch niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte eine südliche Tiefenwassermasse verantwortlich ist, die bereits erniedrigte  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte besitzt. Diese muss daher nicht wie heute im südlichen Weddellmeer, sondern weiter nördlich im Bereich des ausgedehnten glazialen Wintermeereises südlich des ACC gebildet worden sein (MACKENSEN ET AL. 2001, BICKERT & MACKENSEN 2003, MACKENSEN 2004).

Die Verschiebung der an die Fronten gebundenen Hochproduktionsgebiete und die dem entsprechende Ausprägung der benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen zeigt, daß generell keine Erhöhung der Produktivität während der Glazialzeiten im gesamten Bereich des ACCs notwendig ist, um das Auftreten von Hochproduktionsfaunen zu erklären, sondern die Lage des Kerns unterhalb eines solchen Hochproduktionsgebietes entscheidend ist. Rekonstruktionen der Nährstoffgehalte im tiefen Südatlantik mit Hilfe von neu interpretierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von BICKERT & MACKENSEN (2003) und MACKENSEN (2004) zeigen, daß aufgrund der ermittelten Daten nur ein geringer Anstieg der Nährstoffkonzentration stattgefunden hat.

## 6 Zusammenfassung

Mittels der Kenntnis der regionalen Zusammenhänge von rezenter Foraminiferenvergesellschaftung und Umwelt wurden die in den Sedimentkernen vorgefundenen Vergesellschaftungen und ihre charakterisierenden Parameter interpretiert. Die gefundenen glazial-interglazialen Fluktuationen der benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen dokumentieren vor allem als Anzeiger von Produktion im Oberflächenwasser die trophischen Verhältnisse im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms im östlichen Südatlantik. Die Bewegungen der drei an die Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstroms gebundenen Hochproduktionsgebiete während der letzten 430 000 Jahre lassen sich in den Wechseln der Faunen sehr gut erkennen.

- 1) Die dominanten Faunenwechsel im untersuchten Kernmaterial sind in starkem Maße von den Schwankungen in der Höhe und Saisonalität der Nahrungsflüsse und somit von der Produktivität im Oberflächenwasser abhängig.
- 2) Als Hochproduktions-Faunen werden die von *M. barleeanum*, *M. pompilioides* oder *M. zaandamae* dominierten Vergesellschaftungen interpretiert. Vergesellschaftungen, die von *O. umbonatus* dominiert werden, dokumentieren mäßige Hochproduktion im Randbereich dieser Hochproduktionsgebiete. Das Auftreten von einer *U. peregrina*- bzw. *U. peregrina*/*E. bradyi*-Vergesellschaftung wird als Anzeiger für mäßige Hochproduktion am Übergang zwischen saisonal wechselnder Oberflächenproduktion und kontinuierlicher Hochproduktion interpretiert. Niedrige Oberflächenwassermassen-Produktivität hingegen, die von starkem saisonalen Einfluß und episodischem Eintrag von organischem Material zum Meeresboden geprägt ist, wird von einer *E. exigua*-Vergesellschaftung widergespiegelt.
- 3) Die im Bereich der Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstroms erhöhte Produktivität im Oberflächenwasser und die eher oligotrophen Bereiche zwischen den Fronten werden daher in der Ausbildung der Vergesellschaftungen widergespiegelt.
- 4) Der Gehalt an Sauerstoff im Boden- bzw. Porenwasser spielt nur eine untergeordnete Rolle, da er sich nicht limitierend auf die bestehenden Faunen auswirkt.
- 5) Die Faunen unterlagen zu keinem Zeitpunkt einem anhaltenden karbonatkorrosiven Milieu zwischen der Karbonatlysokline und der Kalzit-Kompensationstiefe.
- 6) Verstärkte Tiefenwasserströmung wird durch das Auftreten der *G. subglobosa*-Vergesellschaftung in den Kernen PS2489-2/4 und PS2564-3/2 während der MIS11, MIS9 und MIS5 dokumentiert.
- 7) Die spätquartären Häufigkeitsschwankungen der Art *F. wuellerstorfi* wurden in den MIS 11, MIS9, MIS7, MIS5 und MIS1 als Anzeiger für zeitliche Änderungen der NADW-Advektion interpretiert. Der stärkste NADW-Zufluss an den Kernlokalisationen PS1754-1, PS2489-2/4, PS2498-1/2 und PS2499-5/1 fand in den MIS11.3, MIS9.1, MIS7.5, MIS7.1, MIS5.5, MIS5.1 und MIS1 statt. In der östlichsten Kernlokation ist der Einfluss nur im MIS11.3, im MIS7.3, MIS5.5 und im MIS1 nachzuweisen.
- 8) Der Rückgang des NADW-Zuflusses während der Glazialzeiten wird durch sehr schwere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der benthischen Foraminiferengehäuse belegt.
- 9) Die Fluktuationen der Diversitäten der Faunen korrelieren positiv mit den Fluktuationen der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und negativ mit den  $\text{C}_{\text{org}}$ -Werten. Außerdem fallen



Diversitätsmaxima zeitgleich mit erhöhtem NADW-Zufluß (Ausnahme Kern PS2495-3).

Die Rekonstruktion der Position der Fronten des ACCs für die letzten 400 000 Jahre ergibt das folgende Bild: zwischen dem MIS4 und MIS3 und zwischen dem MIS3 und MIS2 werden die Fronten um ca.  $1^\circ$  -  $1,5^\circ$  verschoben. Zwischen den älteren Stadien und zwischen dem MIS2 und MIS1 ist die Verschiebung der einzelnen Fronten größer: ca.  $2^\circ$  -  $3^\circ$ .

So reiht sich die vorliegende Arbeit in eine ganze Reihe von paläozeanographischen Rekonstruktionen des spätquartären Südatlantiks ein, vervollständigt aber wegen des zeitlichen Umfangs der rekonstruierten Positionswechsel der Fronten das bisher bestehende Bild der Vergangenheit.

## Danksagung

Ich möchte mich sehr herzlich bei Herrn Prof. Dr. A. Mackensen (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung) für die Vergabe der vorliegenden Arbeit, die vielfältige und insbesondere auch ausdauernde Unterstützung und Diskussionsbereitschaft danken. Seiner Geduld ist es zu verdanken, dass ich diese Arbeit fertig stellen konnte. Bei Herrn Prof. Dr. G. Wefer (Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen) bedanke ich mich für die freundliche Übernahme des Co-Referates.

Zahlreiche ehemalige Kolleginnen und Kollegen aus dem Alfred-Wegener-Institut und der Universität Bremen haben mich während meiner Zeit in Bremerhaven mit Rat und Tat unterstützt. Ich danke hier vor allem Dr. Sabine Becquey, Dr. Dörte Budziak, Dr. Bernd Censarek, Dr. Sabine Gerhardt, Dr. Claus-Dieter Hillenbrand, Dr. Laetitia Licari und Dr. Jutta Wollenburg (an der Anzahl der promovierten Personen ist erkennbar, dass es auch für mich langsam Zeit wurde....).

Dr. Gerhard Kuhn überließ mir freundlicherweise unveröffentlichte Daten. Bedanken möchte ich mich auch bei den Personen, die mich durch ihre Labor- und Mikroskoparbeit fleißig unterstützt haben: Silvia Janisch, Heike Röben, Maren Thomas, Gabi Traue und Marianne Warnkroß. Die Besatzungen des Forschungsschiffes „Polarstern“ haben durch ihre Arbeit auf den Expeditionen ANTVIII/3, ANTXI/2 und ANTXI/4 zum Gewinn des Probenmaterials beigetragen.

Für geduldiges Korrekturlesen und fachliche Anregungen danke ich Dr. Jens Matthiessen (Alfred-Wegener-Institut) und Dr. Anja Nimmergut. Außerdem ziehe ich meinen Hut vor meiner „alten“ Kollegin Dr. Stefanie Schumacher (BIAF, Université d'Angers): Ihr großes Engagement und ihre Kritik trug entscheidend zum Gelingen (und Vollbringen) dieser Arbeit bei. Merci beaucoup.

Thorsten Büßelberg, Birgit Eckardt-Becker und Iris Wurster und allen anderen Personen, die den Glauben daran, dass ich es schaffen werde, nicht verloren haben und mich damit immer wieder motivierten, sei herzlich gedankt. Was lange währt...wird endlich fertig!

## 7 Literaturverzeichnis

- ALTENBACH, A.V. (1992): Short term processes and patterns in the foraminiferal response to organic flux rates.- *Marine Micropaleontology*, **19**: 119-129.
- ALTENBACH, A.V. & SARNTHEIN, M. (1988): Paleoproductivity records in benthic Foraminifera.- In: BERGER, W.H., SMETACEK, V.S. & WEFER, G. (Eds.): *Productivity of the Ocean: Present and Past.- Life Sciences Research Report*, **44**: 255-269.
- ALTENBACH, A.V., LUTZE, G.F., SCHIEBEL, R. & SCHÖNFELD, J. (2003): Impact of interrelated and interdependent ecological controls on benthic foraminifera: an example from the Gulf of Guinea.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **3148**: 1-26.
- ALVE, E. & BERNHARD, J.M. (1995): Vertical migratory response of benthic foraminifera to controlled oxygen concentrations in an experimental mesocosm.- *Marine Ecology Progress Series*, **116**: 137-151.
- ANTOINE, D., ANDRÉ, J.-M. & MOREL, A. (1996): Oceanic primary production: 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll.- *Global Biogeochemical Cycles*, **10** (1): 57-69.
- ASMUS, T., FRANK, M., KOSCHMIEDER, C., FRANK, N., GERSONDE, R., KUHN, G. & MANGINI, A. (1999): Variations of biogenic particle flux in the Southern Atlantic section of the Subantarctic Zone during the late Quaternary: Evidence from sedimentary  $^{231}\text{Pa}_{\text{ex}}$  and  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ .- *Marine Geology*, **159** (1-4): 63-78.
- BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W., SCHUCHARD-FICHER, C. & WEIBER, R. (1989): *Multivariate Analysemethoden.- Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo*, 5. Aufl., 418 S.
- BARMAWIDJAJA, D.M., JORISSEN, F.J., PUSKARIC, S. & VAN DER ZWAAN, G.J. (1992) Microhabitat selection by benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea.- *Journal of Foraminiferal Research*, **22**: 297-317.
- BATHMANN, U.V. (1998): Ecology and biochemistry in the Atlantic sector of the Southern Ocean during austral spring: the first JGOFS expedition aboard RV „Polarstern“.- *Journal of Marine Systems*, **17**: 77-85.
- BECQUEY, S. & GERSONDE, R. (2003). A 0.55 Ma paleotemperature record from the Subantarctic zone: Implications for Antarctic Circumpolar Current development.- *Palaeoceanography*: **18** (1): 1014-1045.
- BERGER, W.H. (1989): Appendix: Global maps of ocean productivity.- In: BERGER, W.H., SMETACEK, V.S. & WEFER, G. (Eds.): *Productivity of the Ocean: Present and Past.- Life Sciences Research Report*, **44**: 429-455.
- BERGER, W.H. & DIESTER-HAASS, L. (1988): Paleoproductivity: the benthic/planctic ratio in foraminifera as a productivity index.- *Marine Geology*, **81**: 15-25.
- BERGER, W.H., FISCHER, K., LAI, C. & WU, G. (1987): Ocean productivity and organic carbon flux. Part I. Overview and maps of primary productivity and export production.- *University of California, San Diego, SIO Reference 87-30*, 67 S.
- BERGER, W.H., SMETACEK, V.S. & WEFER, G. (1989): Ocean productivity and paleoproductivity - an overview.- In: BERGER, W.H., SMETACEK, V.S. & WEFER, G. (Eds.): *Productivity of the ocean: Present and Past.- Dahlem Konferenzen, 1989. John Wiley & Sons Limited*: 1-34.
- BERNHARD, J.M. (1992): Benthic foraminiferal distribution and biomass related to porewater oxygen content: central California continental slope and rise.- *Deep-Sea Research*, **39** (3/4): 585-605.

- BERNHARD, J.M. & SEN GUPTA, B.K. (1999): Foraminifera of oxygen-depleted environments.- In: SEN GUPTA, B.K. (Ed.): Modern Foraminifera.- Kluwer, Dordrecht: 201-216.
- BERNHARD, J.M., SEN GUPTA, B.K. & BORNE, P.F. (1997): Benthic foraminiferal proxy to estimate dysoxic bottom-water oxygen concentrations: Santa Barbara Basin, U.S. Pacific continental margin.- *Journal of Benthic Foraminiferal Research*, **27**: 301-310.
- BICKERT, T. & MACKENSEN, A. (2003): Last glacial to Holocene changes in South Atlantic deep water circulation.- In: WEFER, G., MULITZA, S. & RATMEYER, V. (Eds.): The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of Material Budgets and Current Systems.- Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: 671-695.
- BICKERT, T. & WEFER, G. (1996): Late Quaternary deep water circulation in the South Atlantic: Reconstruction from carbonate dissolution and benthic stable isotopes.- In: WEFER, G., BERGER, W.H., SIEDLER, G. & WEBB, D. (Eds.): The South Atlantic: Present and Past Circulation.- Springer, Berlin, Heidelberg: 599-620.
- BONN, W.J. (1995): Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor.- *Berichte zur Polarforschung*, **180**: 1-186.
- BOSWELL, S.M. & SMYTHE-WRIGHT, D. (2002): The tracer signature of Antarctic Bottom Water and its spread in the Southwest Indian Ocean: Part I – CFC-derived translation rate and topographic control around the Southwest Indian Ridge and the Conrad Rise.- *Deep-Sea Research I*, **49**: 555-573.
- BRATHAUER, U. (1996): Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien.- *Berichte zur Polarforschung*, **216**: 1-163.
- BRATHAUER, U. & ABELMANN, A. (1999): Late Quaternary variations in sea surface temperatures and their relationship to orbital forcing recorded in the Southern Ocean (Atlantic sector).- *Paleoceanography*, **14** (2): 135-148.
- BOYLE, E.A. (1992): Cd and  $\delta^{13}\text{C}$  paleochemical ocean distributions during the stage 2 glacial maximum.- *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **20**: 245-287.
- BREMER, M.L. & LOHMANN, G.P. (1982): Evidence for primary control of the distribution of certain Atlantic Ocean benthonic foraminifera by degree of carbonate saturation.- *Deep-Sea Research*, **29**: 987-998.
- BROECKER, W.S. & DENTON, G.H. (1989): The role of ocean-atmosphere reorganization in glacial cycles.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 2465-2501.
- BROECKER, W.S. & PENG, T.H. (1982): Tracers in the Sea.- *Lamont-Doherty Earth Observations, Palisades, New York*, 690 S.
- BROECKER, W.S. & TAKAHASHI, T. (1985): Sources and flow patterns of deep-ocean waters as deduced from potential temperature, salinity, and initial phosphate concentration.- *Journal of Geophysical Research*, **90** (C4): 6925-6939.
- BUZAS, M.A. & GIBSON, T.G. (1969): Species diversity: benthonic foraminifera in western North America.- *Science*, **163**: 72-75.
- CARALP, M.H. (1984): Impact de la matière organique dans des zones de forte productivité sur certains foraminifères benthiques.- *Oceanologica Acta*, **7** (4): 509-515.

- CARALP, M.H. (1989): Abundance of *Bulimina exilis* and *Melonis barleeaanum*: Relationship to the quality of marine organic matter.- *Geo-Marine Letters*, **9**: 37-43.
- CARMACK, E.C. & FOSTER, T.D. (1977): Water masses and circulation in the Weddell Sea.- In: DUNBAR, M.J. (Ed.): *Polar Oceans*.- Arctic Institute of N. America, Calgary, Alberta, Canada: 151-165.
- CHANDLER, G.T., WILLIAMS, D.F., SPERO, H.I. & XIAODONG, G. (1996): Sediment microhabitat effects on carbon stable isotopic signatures of microcosm-cultured benthic foraminifera. *Limnol. Oceanogr.*, **41** (4): 680 - 688.
- CHARLES, C.D. & FAIRBANKS, R.G. (1992): Evidence from Southern Ocean sediments for the effect of North Atlantic deep-water flux on climate.- *Nature*, **355**: 416-419.
- CORLISS, B.H. (1983): Distribution of Holocene deep-sea benthonic foraminifera in the southwest Indian Ocean.- *Deep-Sea Research*, **30** (2A): 95-117.
- CORLISS, B.H. (1985): Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments.- *Nature*, **314**: 435-438.
- CORLISS, B.H. (1991): Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean.- *Marine Micropaleontology*, **17**: 195-236.
- CORLISS, B.H. & CHEN, C. (1988): Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications.- *Geology*, **16**: 716-719.
- CORLISS, B.H. & EMERSON, S. (1990): Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine.- *Deep-Sea Research*, **37** (3): 381-400.
- CORLISS, B.H., MARTINSON, D.G. & KEFFER, T. (1986): Late Quaternary deep-ocean circulation.- *Bulletin of the Geological Society of America*, **97**: 1106-1121.
- CROSTA, X., PICHON, J.-J. & BURCKLE, L.H. (1998): Reappraisal of Antarctic seasonal sea-ice at the Last Glacial Maximum.- *Geophysical Research Letters*, **25**: 2703-2706.
- CULVER, S.J. & BUZAS, M. A. (2000): Global latitudinal species diversity gradient in deep-sea benthic foraminifera.- *Deep-Sea Research I*, **47**: 259-275.
- CURRY, W.B., DUPLESSY, J.C., LABEYRIE, L.D. & SHACKLETON, N.J. (1988): Changes in the distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  of deep water  $\Sigma\text{CO}_2$  between the last glaciation and the Holocene.- *Paleoceanography*, **3** (3): 317-341.
- DAVIS, J.C. (1986): *Statistics and data analysis in geology*.- John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, 2. Aufl., 646 S.
- DAYTON, P.K. & HESSLER, R.R. (1972): Role of biological disturbance in maintaining diversity in the deep sea.- *Deep-Sea Research I*, **19**: 199-208.
- DE BAAR, H.J.W., DE JONG, J.T.M., BAKKER, D.C.E., LÖSCHER, B.M., VETH, C., BATHMANN, U. & SMETACEK, V. (1995): Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean.- *Nature*, **373**: 412-415.
- DE STIGTER, H.C. (1996): Recent and fossil foraminifera in the Adreatic Sea: distribution patterns in relation to organic carbon flux and oxygen concentration at the seabed.- *Geologica Ultraiectina*, **144**, 254 S.
- DIEKMANN, B. & Kuhn, G. (1997): Terrigene Partikeltransporte als Abbild spätquartärer Tiefen- und Bodenwasserzirkulation im Südatlantik und angrenzendem Südpolarmeer.- *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **148** (3-4): 405-429.
- DIEKMANN, B., Kuhn, G., MACKENSEN, A., PETSCHICK, R., FÜTTERER, D.K., GERSONDE, R., RÜHLEMANN, C. & NIEBLER, H.-S. (1999): Kaolinite and chlorite as tracers of

- modern and past deep water circulation in the South Atlantic and the adjoining Southern Ocean.- In: WEFER, G. & FISCHER, G. (Eds.): Proxies in paleoceanography.- Springer, Berlin, Heidelberg: 285-313.
- DOUGLAS, R.G. & WOODRUFF, F. (1981): Deep-sea benthic foraminifera. The Oceanic Lithosphere.- In: EMILIANI, C. (Ed.): The Sea, 7, Wiley-Interscience, New York, 1233-1327.
- EMERY, W.J. & MEINCKE, J. (1986): Global water masses: summary and review.- *Oceanologica Acta*, **9** (4): 383—391.
- FARIDUDDIN, M. & LOUBERE, P. (1997): The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean.- *Marine Micropaleontology*, **32**: 289-310.
- FINDLAY, C.S. & FLORES, J.A. (2000): Subtropical Front fluctuations south of Australia (45°09'S, 146°17'E) for the last 130 ka years based on calcareous nannoplankton.- *Marine Micropaleontology*, **40**: 403-416.
- FISCHER, G., RATMEYER, V. & WEFER, G. (2000): Organic carbon fluxes in the Atlantic and the Southern Ocean: relationship to primary production compiled from satellite radiometer data.- *Deep-Sea Research II*, **47**: 1961-1997.
- FLORES, J.-A., GERSONDE, R. & SIERRA, F.J. (1999): Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflexion based on the calcareous plankton record.- *Marine Micropaleontology*, **37**: 1-22.
- FLOWER, B.P., OPPO, D.W., MCMANUS, J.F., VENZ, K.A., HODELL, D.A. & CULLEN J.L. (2000): North Atlantic intermediate to deep water circulation and chemical stratification during the past 1 Myr.- *Paleoceanography*, **15** (4): 388-403.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **67**: 3-17.
- FONTANIER, C., JORISSEN, F.J., CHAILLOU, G., DAVID, C., ANSCHUTZ, P. & LAFON, V. (2003): Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550 m depth in the Bay of Biscay.- *Deep-Sea Research I*, **50**: 457-494.
- FONTANIER, C., JORISSEN, F.J., LICARI, L., ALEXANDRE, A., ANSCHUTZ, P. & CARBONEL, P. (2002): Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats.- *Deep-Sea Research I*, **49**: 751-785.
- FRANK, M. (1996): Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{231}\text{Pa}$  und  $^{238}\text{U}$ : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System.- *Berichte zur Polarforschung*, **186**: 136 S.
- FRONEMANN, P.W., PAKHOMOV, E.A., PERISSINOTTO, R. & MCQUAID, C.D. (2000): Zooplankton structure and grazing in the Atlantic sector of the Southern Ocean in late austral summer 1993 – Part 2: Biochemical zonation.- *Deep-Sea Research I*, **47**, 1687-1702.
- FÜTTERER, D.K. (2000): The solid phase of marine sediments.- In: SCHULZ, H.D. & ZABEL, M.: *Marine Geochemistry*, Springer, Berlin, 1-29.
- GEORGI, D.T. (1981): Circulation of bottom waters in the southwestern South Atlantic.- *Deep-Sea Research*, **28** (9): 959-979.
- GERSONDE, R. (1995): Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS "Polarstern" 1993/94.- *Berichte zur Polarforschung*, **163**: 1-133.
- GERSONDE, R., ABELMANN, A., BRATHAUER, U., BECQUEY, S., BIANCHI, C., CORTESE, G., GROBE, H., KUHN, G., NIEBLER, H.-S., SEGL, M., SIEGER, R., ZIELINSKI, U. & FÜTTERER, D.K. (2003): Last glacial sea surface temperatures and sea-ice

- extent in the Southern Ocean (Atlantic-Indian sector): A multiproxy approach.- *Paleoceanography*, **18** (3): 1061.
- GERSONDE, R. & HEMPEL, G. (1990): Die Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS "Polarstern" 1989.- *Berichte zur Polarforschung*, **74**: 1-164.
- GERSONDE, R. & ZIELINSKI, U. (2000): The reconstruction of late Quaternary Antarctic sea-ice distribution - the use of diatoms as a proxy for sea-ice.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **162**: 263-286.
- GESLIN, E., HEINZ, P., JORISSEN, F. & HEMLEBEN, CH. (2004): Migratory responses of deep-sea benthic foraminifera to variable oxygen conditions: laboratory investigations.- *Marine Micropaleontology*, **53** (3-4): 227-243.
- GIBSON, T.G. & BUZAS, M.A. (1973): Species diversity: patterns in modern and Miocene foraminifera of the eastern margin of North America.- *Bulletin of the Geological Society of America*, **84**: 217-238.
- GINGELE, F.X (1992): Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik.- *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, **26**: 1-202.
- GLOERSEN, P., CAMPBELL, W.J.; CAVALIERI, D.J., COMISO, J.C., PARKINSON, C.L. & ZWALLY, H.J. (1992): *Satellite Passive Microwave Observations and Analysis*.- NASA-Special Publications, **511**, Washington, DC, 290 S.
- GOODAY, A.J. (1986): Meiofaunal foraminiferans from the bathyal Porcupine seabight (northeast Atlantic): size structure, standing stock, species diversity and vertical distribution in the sediment.- *Deep-Sea Research*, **33** (10): 1345-1373.
- GOODAY, A.J. (1988): A response by benthic foraminifera to the deposition of phytodetritus in the deep sea.- *Nature*, **332** (3): 70-73.
- GOODAY, A.J. (1993): Deep-sea benthic foraminiferal species which exploit phytodetritus: Characteristic features and controls on distribution.- *Marine Micropaleontology*, **22**: 187-205.
- GOODAY, A.J. (1994): The biology of deep-sea foraminifera: review of some advances and their applications in paleoceanography.- *Palaios*, **9**: 14-31.
- GOODAY, A.J. & HUGHES, J. A. (2002): Foraminifera associated with phytodetritus deposits at a bathyal site in the northern Rockall Trough (NE Atlantic): seasonal contrasts and a comparison of stained and dead assemblages.- *Marine Micropaleontology*, **883**: 1-28.
- GOODAY, A.J. & LAMBSHEAD, P.J.D. (1989): Influence of seasonally deposited phytodetritus on benthic foraminiferal populations in the bathyal northeast Atlantic: the species response.- *Marine Ecology Progress Series*, **58**: 53-67.
- GOODAY, A., LEVIN, L., LINKE, P. & HEEGER, T. (1992): The role of benthic foraminifera in deep-sea food webs and carbon cycling.- In: ROWE, G. & PARIENTE, V. (Eds.): *Deep sea food chains and the global carbon cycle*.- NATO ASI Series, 63-92.
- GOODAY, A.J. & RATHBURN, A.E. (1999): Temporal variability in living deep-sea benthic foraminifera: a review.- *Earth-Science Reviews*, **46**: 187-212.
- GOODAY, A.J. & TURLEY, C.M. (1990): Responses by benthic organisms to inputs of organic material to the ocean floor: a review.- *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A 331**: 119-138.
- GORDON, A.L. (1986): Interocean exchange of thermocline water.- *Journal of Geophysical Research*, **91**: 5037-5046.

- GORDON, A.L., WEISS, R.F., SMETHIE J.R., W.M. & WARNER, M.J. (1992): Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans.- *Journal of Geophysical Research*, **97**: 7223-7240.
- GUPTA, A.K. & SRINIVASAN, M.S. (1992): Species diversity of Neogene deep sea benthic foraminifera from northern Indian Ocean DSDP Sites 214 and 216A.- In: TAKAYANAGI, Y. & SAITO, T. (Eds.): *Studies in Benthic Foraminifera, Benthos '90*, Tokai University Press: 249-254.
- GUPTA, A.K., JOSEPH, S. & THOMAS, E. (2001): Species diversity of Miocene deep-sea benthic foraminifera and watermass stratification in the northeastern Indian Ocean.- *Micropaleontology*, **47** (2): 111-124.
- HARLOFF, J. & MACKENSEN, A. (1997): Recent benthic foraminiferal associations and ecology of the Scotia Sea an Argentine Basin.- *Marine Micropaleontology*, **31** (1/2): 1-29.
- HAYS, J.D., LOZANO, J.A., SHACKLETON, N. & IRVING, D. (1976): Reconstruction of the Atlantic and Western Indian Ocean sectors of the 18,000 B.P. Antarctic Ocean.- In: CLINE, R.M. & HAYS, J.D. (Eds.): *Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology*, 337-372.
- HEINZ, P. & HEMLEBEN, Ch. (2003): Regional and seasonal variations of recent benthic deep-sea foraminifera in the Arabian Sea.- *Deep-Sea Research I*, **50**: 435-447.
- HEINZ, P., HEMLEBEN, Ch. & KITAZATO, H. (2002): Time-response of cultured deep-sea benthic foraminifera to different algal diets.- *Deep-Sea Research I*, **49**: 517-537.
- HELLMER, H.H. (1989): Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis.- *Berichte zur Polarforschung*, **60**: 87.
- HERGUERA, J.C. (1992): Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal: Glacial to postglacial productivity changes in the western equatorial Pacific.- *Marine Micropaleontology*, **19**: 79-98.
- HERGUERA, J.C. (2000): Last glacial paleoproductivity patterns in the eastern equatorial Pacific: benthic foraminifera records.- *Marine Micropaleontology*, **40**: 259-275.
- HERGUERA, J.C. & BERGER, W.H. (1991): Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: Glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific.- *Geology*, **19**: 1173-1176.
- HODELL, D.A. (1993): Late Pleistocene paleoceanography of the South Atlantic sector of the Southern Ocean: Ocean drilling Program hole 704A.- *Paleoceanography*, **8** (1): 47-67.
- HOWARD, W.R. & PRELL, W.L. (1992): Late Quaternary surface circulation of the southern Indian Ocean and its relationship to orbital variations.- *Paleoceanography*, **7** (1): 79-117.
- HOWARD, W.R. & PRELL, W.L. (1994): Late Quaternary CaCO<sub>3</sub> production and preservation in the Southern Ocean: Implications for oceanic and atmospheric carbon cycling.- *Paleoceanography*, **9**: 453-482.
- IMBRIE, J., BERGER, A., BOYLE, E.A., CLEMENS, S.C., DUFFY, A., HOWARD, W.R., KUKLA, G., KUTZBACH, J., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MOLFINO, B., MORLEY, J.J., PETERSON, L.C., PISIAS, N.G., PRELL, W.L., RAYMO, M.E., SHACKLETON, N.J. & TOGGWEILER, J.R. (1993): On the structure and origin of major glaciation cycles, 2. The 100,000-year cycle.- *Paleoceanography*, **8** (6): 699-735.



- IMBRIE, J., BOYLE, E.A., CLEMENS, S.C., DUFFY, A., HOWARD, W.R., KUKLA, G., KUTZBACH, J., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MOLFINO, B., MORLEY, J.J., PETERSON, L.C., PISIAS, N.G., PRELL, W.L., RAYMO, M.E., SHACKLETON, N.J. & TOGGWEILER, J.R. (1992): On the structure and origin of major glaciation cycles, 1. Linear responses to Milankovitch forcing.- *Paleoceanography*, **7** (6): 701-738.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record.- In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUGLA, G., SATZMANN, B. (Eds.): *Milankovitch and Climate*, Reidel, Dordrecht, 269-305.
- IMBRIE, J. & KIPP, N. (1971): A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core.- In: TUREKIAN, K.K. (Ed.): *The Late Cenozoic Glacial Ages*. Yale University Press, 71-181.
- JONES, R.W. (1994): *The Challenger Foraminifera*.- Oxford University Press, Oxford, New York, Tokyo, 149 S.
- JORISSEN, F.J., BARMAWIDJAJA, D.M., PUSKARIC, S. & VAN DER ZWAAN, G.J. (1992): Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: The relation with the organic flux.- *Marine Micropaleontology*, **19**: 131-146.
- JORISSEN, F.J., DE STIGTER, H.C. & WIDMARK, J.G.V. (1995): A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats.- *Marine Micropaleontology*, **26** (1/4): 3-15.
- JORISSEN, F.J. & ROHLING, E.J. (2000): Editorial: Faunal perspectives on paleoproductivity.- *Marine Micropaleontology*, **40**: 131-134.
- JORISSEN, F.J., WITTLING, I., PEYPOUQUET, J.P., RABOUILLE, C. & RELEXANS, J.C. (1998): Live benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc, NW-Africa: Community structure and microhabitats.- *Deep-Sea Research I*, **45**: 2157-2188.
- KAIHO, K. (1994): Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean.- *Geology*, **8**: 719-722.
- KITAZATO, H., SHIRAYAMA, Y., NAKATSUKA, T., FUJIWARA, S., SHIMANAGA, M., KATO, Y., OKADA, Y., KANDA, J., YAMAOKA, A., MASUZAWA, T. & SUZUKI, K. (2000): Seasonal phytodetritus deposition and responses of bathyal benthic foraminiferal populations in Sagami Bay, Japan: preliminary results from "Project Sagami 1996-1999".- *Marine Micropaleontology*, **40**: 135-149.
- KLINCK, J.M. & SMITH, D.A. (1993): Effect of wind changes during the last glacial maximum on the circulation in the Southern Ocean.- *Paleoceanography*, **8**: 427-433.
- KROOPNICK, P.M. (1985): The distribution of  $^{13}\text{C}$  of  $\Sigma\text{CO}_2$  in the world oceans.- *Deep-Sea Research*, **32** (1): 57-84.
- KURIHARA, K. & KENNETT, J.P. (1986): Neogene benthic foraminifers: distribution in depth traverse, southwest Pacific.- In: KENNETT, J.P., BORCH, C.C. VON DER, BAKER, P.A., BARTON, C.E., BOERSMA, A., CAULET, J.P., DUDLEY, W.C. Jr., GARDNER, J.V., JENKINS, D.G., LOHMANN, W.H., MARTINI, E., MERRILL, R.B., MORIN, R., NELSON, C.S., ROBERT, C., SRINIVASAN, M.S., STEIN, R. & TAKEUCHI, A. (Eds.): *Initial Reports DSDP*, **90**, Washington D.C., 1037-1077.
- LABEYRIE, L., LABRACHERIE, M., GORFTI, N., PICHON, J.J., VAUTRAVERS, M., ARNOLD, M., DUPLESSY, J.-C., PATERNE, M., MICHEL, E., DUPRAT, J., CARALP, M. & TURON, J.-

- L. (1996): Hydrographic changes of the Southern Ocean (southeast Indian sector) over the last 230 kyr.- *Paleoceanography*, **11** (6): 57-76.
- LAMBSHEAD, P.J.D. & GOODAY, A.J. (1990): The impact of seasonally deposited phytodetritus on epifaunal and shallow infaunal benthic foraminiferal populations in the bathyal northeast Atlantic: the assemblage response.- *Deep-Sea Research*, **37**: 1263-1283.
- LEVIN, L.A. & GAGE, J.D. (1998): Relationships between oxygen, organic matter and the diversity of bathyal macrofauna.- *Deep-Sea Research (II)*, **45**: 129-163.
- LICARI, L., SCHUMACHER, S., WENZHÖFER, F., ZABEL, M. & MACKENSEN, A. (2003): Communities and microhabitats of living benthic foraminifera in the tropical East Atlantic: the impact of different productivity regimes.- *Journal of Foraminiferal Research*, **33** (1): 10-31.
- LINKE, P. (1992): Metabolic adaptations of deep-sea benthic foraminifera to seasonally varying food input.- *Marine Ecology Program Series*, **81**: 51-63.
- LINKE, P., ALTENBACH, A.V., GRAF, G. & HEEGER, T. (1995): Response of deep-sea benthic foraminifera to a simulated sedimentation event.- *Journal of Foraminiferal Research*, **25** (1): 75-82.
- LINKE, P. & LUTZE, G.F. (1993): Microhabitat preferences of benthic foraminifera - a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? - *Marine Micropaleontology*, **20**: 215-134.
- LOEBLICH, A.R., JR. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification.- Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 S.
- LOHMANN, G.P. (1981): Modern benthic foraminiferal biofacies: Rio Grande Rise.- *EOS*, **62**: 903.
- LOUBERE, P. (1991): Deep-sea benthic foraminiferal assemblage response to a surface ocean productivity gradient: a test.- *Paleoceanography*, **6** (2): 193-204.
- LOUBERE, P. (1994): Quantitative estimation of surface ocean productivity and bottom water oxygen using benthic foraminifera.- *Paleoceanography*, **9** (5): 723-737.
- LOUBERE, P. (1998): The impact of seasonality on the benthos as reflected in the assemblages of deep-sea foraminifera.- *Deep-Sea Research Part I*, **45**: 409 - 432.
- LOUBERE, P. (1999): A multiproxy reconstruction of biological productivity and oceanography in the eastern equatorial Pacific for the past 30,000 years.- *Marine Micropaleontology*, **37**: 173-198.
- LOUBERE, P. & FARIDUDDIN, M. (1999): Quantitative estimation of global patterns of surface ocean biological productivity and its seasonal variation on timescales from centuries to millennia.- *Global Biogeochemical Cycles*, **13**: 115-133.
- LOUBERE, P. & QIAN, H. (1997): Reconstructing paleoecology and paleoenvironmental variables using factor analysis and regressions: some limitations.- *Marine Micropaleontology*, **31**: 205-217.
- LOUBERE, P., BANONIS, G. & JAKIEL, R. (1988): *Globocassidulina subglobosa* (Brady): Environmental control of species abundance and specimen test size.- *Journal of Foraminiferal Research*, **18** (1): 6-15.
- LOUBERE, P., MEYERS, P. & GARY, A. (1995): Benthic foraminiferal microhabitat selection, carbon isotope values, and association with larger animals: a test with *Uvigerina peregrina*.- *Journal of Foraminiferal Research*, **25** (1): 83-95.
- LUTJEHARMS, J.R.E. & VALENTINE, H.R. (1984): Southern Ocean thermal fronts south of Africa.- *Deep-Sea Research*, **31** (12): 1461-1475.

- LUTJEHARMS, J.R.E., WALTERS, M.N. & ALLANSON, B.R. (1985): Oceanic frontal systems and biological enhancement.- In: SIEGFRIED, W.R., CONDY, P.R. & LAWS, R.M. (Eds.): Antarctic nutrient cycles and food webs, Springer, 11-21.
- LUTZE, G.F. & COULBOURN, W.T. (1984): Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community structure and distribution.- *Marine Micropaleontology*, **8**: 361-401.
- LUTZE, G.F., PFLAUMANN, U. & WEINHOLZ, P. (1986): Jungquartäre Fluktuationen der benthischen Foraminiferenfaunen in Tiefsee-Sedimenten vor NW-Afrika - Eine Reaktion auf Produktivitätsänderungen im Oberflächenwasser.- "Meteor" Forschungs-Ergebnisse, Reihe C, **40**: 163-180.
- LUTZE, G.F. & THIEL, H. (1987): Cibicoides wuellerstorfi and Planulina ariminensis, elevated epibenthic foraminifera.- In: ALTENBACH, A.V., LUTZE, G.F. & WEINHOLZ, P. (Eds.): Beobachtungen an Benthos-Foraminiferen (Teilprojekt A3), Report No. **6**, Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel, 17-30.
- MACDONALD, A.M. & WUNSCH, C. (1996): An estimate of global ocean circulation and heat fluxes.- *Nature*, **382**: 436-439.
- MACKENSEN, A. (1997): Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen.- *Berichte zur Polarforschung*, **243**: 1 - 146.
- MACKENSEN, A. (2004): Changing Southern Ocean palaeocirculation and effects on global climate.- *Antarctic Science*, **16** (4): 369-386.
- MACKENSEN, A. & BICKERT, T. (1999): Stable carbon isotopes in benthic foraminifera: Proxies for deep and bottom water circulation and new production.- In: FISCHER, G. & WEFER, G. (Eds.): Use of Proxies in Paleooceanography: Examples from the South Atlantic.- Springer-Verlag, Berlin: 229-254.
- MACKENSEN, A. & DOUGLAS, R.G. (1989): Down-core distribution of live and dead deep-water benthic foraminifera in box cores from the Weddell Sea and the California continental borderland.- *Deep-Sea Research*, **36** (6): 879-900.
- MACKENSEN, A. & LICARI, L. (2003): Carbon isotopes of live benthic foraminifera from the South Atlantic: Sensitivity to bottom water carbonate saturation state and organic matter rain rates.- In: WEFER, G., MULITZA, S. & RATMEYER, V. (Eds.): The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of Material Budgets and Current Systems.- Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York: S. 623-644.
- MACKENSEN, A., FÜTTERER, D.K., GROBE, H. & SCHMIEDL, G. (1993a): Benthic foraminiferal assemblages from the eastern South Atlantic Polar Front region between 35° and 57°S: Distribution, ecology and fossilization potential.- *Marine Micropaleontology*, **22**: 33-69.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., HUBBERTEN, H.-W. & KUHN, G. (1994): Benthic foraminiferal assemblages and the  $\delta^{13}\text{C}$ -signal in the Atlantic sector of the southern ocean: Glacial-to-interglacial contrasts.- In: ZAHN, R., PEDERSEN, T., KAMINSKI, M. & LABEYRIE, L. (Eds.): Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change, NATO ASI Series, Springer-Verlag, Heidelberg, 105-144.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., KUHN, G. & FÜTTERER, D.K. (1990): Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73°S: distribution, ecology and fossilization potential.- *Marine Micropaleontology*, **16**: 241-283.
- MACKENSEN, A., HUBBERTEN, H.-W., BICKERT, T., FISCHER, G. & FÜTTERER, D.K. (1993b): The  $\delta^{13}\text{C}$  in benthic foraminiferal tests of *Fontbotia wuellerstorfi* (Schwager) relative to the  $\delta^{13}\text{C}$  of dissolved inorganic carbon in southern

- ocean deep water: Implications for glacial ocean circulation models.- *Paleoceanography*, **8** (5): 587-610.
- MACKENSEN, A., HUBBERTEN, H.-W., SCHEELE, N. & SCHLITZER, R. (1996): Decoupling of  $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$  and phosphate in Recent Weddell Sea Deep and Bottom Water: implications for glacial Southern Ocean paleoceanography.- *Paleoceanography*, **11** (2): 203-215.
- MACKENSEN, A., RUDOLPH, M. & KUHN, G. (2001): Late Pleistocene deep-water circulation in the subantarctic eastern Atlantic.- *Global and Planetary Change*, **30**: 197-229.
- MACKENSEN, A., SERJUP, H.P. & JANSEN, E. (1985): The distribution of living and dead benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway.- *Marine Micropaleontology*, **9**: 275-306.
- MACKENSEN, A., SCHMIEDL, G., HARLOFF, J. & GIESE, M. (1995): Deep-sea Foraminifera in the South Atlantic Ocean: ecology and assemblage generation.- *Micropaleontology*, **41** (4): 342-358.
- MACKENSEN, A., SCHUMACHER, S., RADKE, J. & SCHMIDT, D.N. (2000): Microhabitat preferences and stable isotopes of endobenthic foraminifera: clue to quantitative reconstruction of oceanic new production?.- *Marine Micropaleontology*, **40**: 233-258.
- MALMGREN, B.A.H. & HAQ, B.U. (1982): Assessment of quantitative techniques in paleobiography.- *Marine Micropaleontology*, **7**: 213-236
- MANTYLA, A.W. & REID, J.L. (1983): Abyssal characteristics of the world ocean waters.- *Deep-Sea Research*, **30**: 805-833.
- MANTYLA, A.W. & REID, J.L. (1995): On the origins of deep and bottom waters of the Indian Ocean.- *Journal of Geophysical Research*, **100**: 2417-2439.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C., JR. & SHACKLETON, N.J. (1987): Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy.- *Quaternary Research*, **27**: 1-29.
- MATSUMOTO, K. & LYNCH-STIEGLITZ, J. (1999): Similar glacial and Holocene deep water circulation inferred from southeast Pacific benthic foraminiferal carbon isotope composition.- *Paleoceanography*, **14** (2): 149-163.
- MATSUMOTO, K., LYNCH-STIEGLITZ, J. & ANDERSON, R.F. (2001): Similar glacial and Holocene Southern Ocean hydrography.- *Paleoceanography*, **16**: 445-454.
- MCCORKLE, D.C., EMERSON, S.R. & QUAY, P.D. (1985): Stable carbon isotopes in marine porewaters.- *Earth and Planetary Science Letters*, **74**: 13-26.
- MILANKOVIC, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem.- *Special Publications*, **133**, Royal Serb. Acad., Belgrad, 633 S.
- MOODLEY, L., VAN DER ZWAAN, G.J., RUTTEN, G.M.W., BOOM, R.C.E. & KEMPERS, A.J. (1998): Subsurface activity of benthic foraminifera in relation to porewater oxygen content: laboratory experiments.- *Marine Micropaleontology*, **34**: 91-106.
- MORLEY, J.J. (1989): Variations in high-latitude oceanographic fronts in the Southern Indian Ocean: An estimation based on faunal changes. *Paleoceanography*, **4**: 547-554.
- MORLEY, J.J. & HAYS, J.D. (1979): Comparison of glacial and interglacial oceanographic conditions in the South Atlantic from variations in calcium carbonate and radiolarian distributions.- *Quaternary Research*, **12**: 396-408.

- MURRAY, J.W. (1991): Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera.- Longman Scientific & Technical, John Wily & Sons Inc., New York, 397 S.
- MURRAY, J.W. (2001): The niche of benthic foraminifera, critical thresholds and proxies.- *Marine Micropaleontology*, **41**: 1-7.
- NAVEIRA GARBATO, A.C., STRASS, V.H. & KATTNER, G. (2002): Fluxes of nutrients in a three-dimensional meander structure of the Antarctic Polar Front.- *Deep-Sea Research II*, **49**: 3771-3792.
- NEES, S., ARMAND, L., DE DECKKER, P., LABRACHERIE, M. & PASSLOW, V. (1999): A diatom and benthic foraminiferal record from the South Tasman Rise (southeastern Indian Ocean): implications für palaeoceanographic changes for the last 200,000 years.- *Marine Micropaleontology*, **38**: 69-89.
- NIEBLER, H.-S. (1995): Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik.- *Berichte zur Polarforschung*, **167**: 1-198.
- NÜRNBERG, C.C., BOHRMANN, G. & SCHLÜTER, M. (1997): Barium accumulation in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Results from 190,000-year records.- *Paleoceanography*, **12** (4): 594-603.
- OHKUSHI, K., THOMAS, E. & KAWAHATA, H. (2000): Abyssal benthic foraminifera from the northwestern Pacific (Shatsky Rise) during the last 298 kyr.- *Marine Micropaleontology*, **38**: 119-147.
- OHKUSHI, K. & NATORI, H. (2001): Living benthic foraminifera of the Hess Rise and Suiko Seamount, central North Pacific.- *Deep-Sea Research I*, **48**, 1309-1324.
- OPPO, D. W. & FAIRBANKS, R.G. (1987): Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25,000 years: Northern Hemisphere modulation of the Southern Ocean.- *Earth and Planetary Science Letters*, **86**: 1-15.
- OPPO, D.W., FAIRBANKS, R.G., GORDON, A.L. & SHACKLETON, N.J. (1990): Late Pleistocene Southern Ocean  $\delta^{13}\text{C}$  variability.- *Paleoceanography*, **5** (1): 43-54.
- ORSI, A.H., JOHNSON, G.C. & BULLISTER, J.L. (1999): Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water.- *Progress in Oceanography*, **43**: 55-109.
- ORSI, A.H., WHITWORTH, T., III. & NOWLIN, W.D., JR. (1995): On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current.- *Deep-Sea Research I*, **42** (5): 641-673.
- PAILLARD, D., LECOAT, F., CHOL, E. & JODET, L. (1992): Analyseries. Computer Program for graphical correlation on a Macintosh, Version 1.2.
- PETERSON, R.G. & STRAMMA, L. (1991): Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean.- *Progress in Oceanography*, **26**: 1-73.
- PETERSON, R.G. & WHITWORTH, T., III (1989): The subantarctic and polar fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic.- *Journal of Geophysical Research*, **94** (C8): 10817-10838.
- PETIT, J.-R., BRIAT, M. & ROYER, A. (1981): Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength.- *Nature*, **293**: 391-394.
- PISIAS, N.G. & SHACKLETON, N.J. (1984): Modelling the global climate response to orbital forcing and atmospheric carbon dioxide changes.- *Nature*, **310**: 757-759.
- PRELL, W.L., HUTSON, W.H., WILLIAMS, D.F., BÉ, A.W.H., GEITZENAUER, K. & MOLFINO, B. (1980). Surface circulation of the Indian Ocean during the last glacial maximum, approximately 18,000 yr B.P.- *Quaternary Research*, **14**: 309-336.

- POLLARD, R.T., READ, J.F., ALLEN, J.T., GRIFFITHS, G. & MORRISON, A.I. (1995): On the physical structure of a front in the Bellingshausen Sea.- *Deep-Sea Research II*, **42**: 955-982.
- PRIDDLE, J., BOYD, I.L., WHITEHOUSE, M.J., MURPHY, E.J. & CROXALL, J.P. (1998): Estimates of Southern Ocean primary production - constraints from predator carbon demand and nutrient drawdown.- *Journal of Marine Systems*, **17**: 275-288.
- RATHBURN, A.E. & CORLISS, B.H. (1994): The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea.- *Paleoceanography*, **9** (1): 87-150.
- RATHBURN, A.E., PEREZ, M.E. & LANGE, C.B. (2001): Benthic-pelagic coupling in the Southern California Bight: Relationships between sinking organic material, diatoms and benthic foraminifera.- *Marine Micropaleontology*, **43**: 261-271.
- RAYMO, M.E., OPPO, D.W. & CURRY, W. (1997): The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective.- *Paleoceanography*, **12** (4): 546-559.
- RAYMO, M.E., RUDDIMAN, W.F., SHACKLETON, N.J. & OPPO, D.W. (1990): Evolution of Atlantic-Pacific  $\delta^{13}\text{C}$  gradients over the last 2.5 m.y.- *Earth and Planetary Science Letters*, **97**: 353-368.
- REID, J.L. (1989): On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports.- *Progress in Oceanography*, **23** (3): 149-244.
- REID, J.L. (1994): On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports.- *Progress in Oceanography*, **33** (1): 1-92.
- REID, J.L. (1996): On the circulation of the Southern Atlantic Ocean.- In: WEFER, G., BERGER, W.H., SIEDLER, G. & WEBB, D.J. (Eds.): *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Springer, Berlin, Heidelberg, 13-44.
- REYMENT, R. & JÖRESKORG, K. (1993): *Applied Factor Analysis in the Natural Sciences*.- Cambridge University Press, Cambridge, 371 S.
- RINTOUL, S.R. (1991): South Atlantic interbasin exchange.- *Journal of Geophysical Research*, **96**: 2675-2692.
- RUTBERG, R.L., HEMMING, S.R. & GOLDSTEIN, S.L. (2000): Reduced North Atlantic Deep Water flux to the glacial Southern Ocean inferred from neodymium isotope ratios.- *Nature*, **405**: 935-938.
- RUTGERS VAN DER LOEFF, M.M. (1990): Oxygen in pore water of deep-sea sediments.- *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*, **331**: 69-84.
- RUTGERS VAN DER LOEFF, M.M., BUESSELER, K., BATHMANN, U., HENSE, I. & ANDREWS, J. (2002): Comparison of Carbon and Opal export rates between summer and spring bloom periods in the region of the Antarctic Polar Front.- *Deep-Sea Research II*, **49**: 3849-3869.
- SARNTHEIN, M., WINN, K., DUPLESSY, J.-C. & FONTUGNE, M.R. (1988): Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on  $\text{CO}_2$  reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years.- *Paleoceanography*, **3**: 361-399.
- SARNTHEIN, M., WINN, K., JUNG, S.J.A., DUPLESSY, J.-C., LABEYRIE, L., ERLLENKEUSER, H. & GANSSSEN, G. (1994): Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions.- *Paleoceanography*, **9**: 209-267.

- SCHMID, C., SIEDLER, G. & ZENK, W. (2000): Dynamics of Intermediate Water Circulation in the Subtropical South Atlantic.- *Journal of Physical Oceanography*, **30**: 3191-3211.
- SCHMIEDL, G. (1995): Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand benthischer Foraminiferen.- *Berichte zur Polarforschung*, **160**: 1-207.
- SCHMIEDL, G. & MACKENSEN, A. (1997): Late Quaternary paleoproductivity and deep water circulation in the eastern South Atlantic Ocean: Evidence from benthic foraminifera.-*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **130**: 43-80.
- SCHMIEDL, G., DE BOVÉE, F., BUSCAIL, R., CHARRIÈRE, B., HEMLEBEN, C., MEDERNACH, L. & PICON, P. (2000): Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bahtyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea.- *Marine Micropaleontology*, **40**: 167-188.
- SCHMIEDL, G., MACKENSEN, A. & MÜLLER, P.J. (1997): Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: Dependence on food supply and water masses.- *Marine Micropaleontology*, **32**: 249-287.
- SCHNEIDER, R. (1991): Spätquartäre Produktivitätsänderungen im östlichen Angola-Becken: Reaktion auf Variationen im Passat-Monsun-Windsystem und in der Advektion des Benguela-Küstenstroms.- *Dissertation Universität Bremen*: 198 S.
- SCHNITKER, D. (1974): West Atlantic abyssal circulation during the past 120,000 years. *Nature*, **248**: 385-387.
- SCHNITKER, D. (1980): Quaternary deep-sea benthic foraminifers and bottom water masses.- In: DONATH, I.F.E. (Ed.): *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **8**: 343-370.
- SCHNITKER, D. (1994): Deep-sea benthic foraminifers: food and bottom water masses.- In: ZAHN, R., KAMINSKI, M., LABEYRIE, L. & PEDERSEN, T. (Eds.): *Carbon Cycling in the Glacial ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*.- NATO ASI Series I (**17**), Springer-Verlag, Heidelberg, 539-554.
- SCHÖNFELD, J. & ZAHN, R. (2000): Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese Margin.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **159**: 85-111.
- SCHRÖDER, C.J., SCOTT, D.B. & MEDILOLO, F.S. (1987): Can smaller benthic foraminifera be ignored in paleoenvironmental analyses?- *Journal of Foraminiferal Research*, **17** (2): 101-105.
- SCHUMACHER, S. (2001): Mikrohabitatansprüche benthischer Foraminiferen in Sedimenten des Südatlantiks.- *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, **403**, 151 S.
- SEN GUPTA, B.K. (Ed.) (1999): *Modern Foraminifera*.- Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 371 S.
- SHANNON, C.E. (1948): A mathematical theory of communication.- *Bell. Syst. Tech. Journal*, **27**: 379-423.
- SHANNON, L.V. & CHAPMAN, P. (1991): Evidence of Antarctic Bottom Water in the Angola Basin at 32 S°.- *Deep-Sea Research*, **38**: 1299-1304.
- SIEDLER, G., MÜLLER, T.J., ONKEN, R., ARHAN, M., MERCIER, H., KING, B.A. & SAUNDERS, P.M. (1996): The Zonal WOCE Sections in the South Atlantic. – In:

- WEFER, G., BERGER W.H., SIEDLER, G. & WEBB, D.J. (Eds): The South Atlantic – Present and Past Circulation.- Springer, Berlin Heidelberg, 644 S.
- SIEGENTHALER, U. (1990): Glacial-Interglacial atmospheric CO<sub>2</sub> variations.- Snowmass, Summer 1989, 2nd Global Change Institute, 19 S.
- SMART, C.W (1998): Diversity patterns of Miocene benthic foraminifera in the Somali Basin, northwestern Indian Ocean.- *Micropaleontology*, **44**: 256-264.
- SMART, C.W., KING, S.C., GOODAY, A.J., MURRAY, J.W. & THOMAS, E. (1994): A benthic foraminiferal proxy of pulsed organic matter paleofluxes.- *Marine Micropaleontology*, **23**: 89-99.
- SMETHIE, W.M. Jr. & FINE, R.A. (2001): Rates of North Atlantic Deep Water formation calculated from chlorofluorocarbon inventories.- *Deep-Sea Research I*, **48**: 189-215.
- SMETACEK, V., DE BAAR, H.J.W., BATHMANN, U.V., LOCHTE, K. & RUTGERS VAN DER LOEFF, M.M. (1997): Ecology and biogeochemistry of the Antarctic Circumpolar Current during austral spring: a summary of Southern Ocean JGOFS cruise ANT X/6 of R.V. Polarstern.- *Deep-Sea Research II*, **44**: 1-21.
- STEIN, R. (1991): Accumulation of Organic Carbon in Marine Sediments.- In: BHATTACHARJI, S., FRIEDMAN, G.M., NEUGEBAUER, H.J. & SEILACHER, A. (Eds.): *Lecture Notes in Earth Sciences*.- Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 217 S.
- STRASS, V.H., NAVEIRA GARABATO, A.C., POLLARD, R.T., FISCHER, H.I., HENSE, I., ALLEN, J.T., READ, J.F., LEACH, H. & SMETACEK, V. (2002): Mesoscale frontal dynamics: shaping the environment of primary production in the Antarctic Circumpolar Current.- *Deep Sea Research II*, **49**: 3735-3769.
- STREETER, S.S. (1973): Bottom water and benthonic foraminifera in the North Atlantic - Glacial - Interglacial contrasts.- *Quaternary Research*, **3**: 131-141.
- STRUCK, U. (1992): Zur Paläo-Ökologie benthischer Foraminiferen im Europäischen Nordmeer während der letzten 600 000 Jahre.- *Berichte SFB 313*, **38**, Universität Kiel, 129 S.
- STUUT, J.-B. W., CROSTA, X., VAN DER BORG, K. & SCHNEIDER, R. (2004): Relationship between Antarctic sea ice and southwest African climate during the late Quaternary.- *Geology*, **32** (10): 909-912.
- SYSTAT (1990-92): SYSTAT 5.2.1 (Coprocessor) for the Macintosh.- SYSTAT, Inc., Evanston, Illinois.
- TALLEY, L.D. (1996): Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic.- In: WEFER, G., BERGER, W.H., SIEDLER, G. & WEBB, D.J. (Eds.): *The South Atlantic: Present and Past Circulation*.- Springer, Berlin, Heidelberg, S. 219-238.
- THIEL, H., PFANNKUCHE, O., SCHRIEVER, G., LOCHTE, K., GOODAY, A.J., HEMLEBEN, C., MANTOURA, R.F.G., TURLEY, C.M., PATCHING, J.W. & RIEMANN, F. (1989): Phytodetritus on the deep-sea floor in a central oceanic region in the northeast Atlantic.- *Biological Oceanography*, **6**: 203-239.
- THOMAS, E. & GOODAY, A.J. (1996): Cenozoic deep-sea benthic foraminifers: Tracers for changes in oceanic productivity?- *Geology*, **24** (4): 355–358.
- TRANter, D.J. (1982): Interlinking of physical and biological processes in the Antarctic Ocean.- *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, **20**: 11-35.
- TRENBERTH, K.E., LARGE, W.G. & OLSON, J.G. (1990): The mean annual cycle in global ocean wind stress.- *Journal of Physical Oceanography*, **30**: 1742-1760.
- VAN BENNEKOM, A.J. & BERGER, G.W. (1984): Hydrography and silica budget of the Angola Basin.- *Netherlands Journal of Sea Research*, **17**: 149-200.



- VAN DER ZWAAN, G.J, DUIJNSTEE, I.A.P., DEN DULK, M., ERNST, S.R., JANNINK, N.T. & KOUWENHOVEN, T.J. (1999): Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts.- *Earth-Science Reviews*, **46**: 213-236.
- VAN LEEUWEN, R.J.W. (1989): Sea-floor distribution and Late Quaternary faunal patterns of planktonic and benthic foraminifers in the Angola Basin.- *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, **38**, 230 S.
- VETH, D., PEEKEN, I. & SCHAREK, R. (1997): Physical anatomy of fronts and surface waters in the ACC near the 6° meridian during austral spring 1992.- *Deep-Sea Research II*, **44** (1-2): 23–49.
- WALTON, W.R. (1952): Techniques for recognition of living foraminifera.- *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, **3**: 56-60.
- WEBB, D.J., KILLWORTH, P.D., COWARD, A.C. & THOMPSON, S.R. (1991): The FRAM atlas of the Southern Ocean.- *Natural Environmental Research Council*, Swindon, Archway Press, Oxford, 67 S.
- WEFER, G. & FISCHER, G. (1991): Annual primary production and export flux in the Southern Ocean from sediment trap data.- *Marine Chemistry*, **35**: 597-613.
- WHITWORTH, T., III. (1988): The Antarctic Circumpolar Current.- *Oceanus*, **31**: 53-58.
- WHITWORTH, T., III & NOWLIN, W.D., JR. (1987): Water masses and currents of the Southern Ocean at Greenwich meridian.- *Journal of Geophysical Research*, **92**: 6462-6476.
- WIENER, N. (1948): *Cybernetics*.- Wiley, New York, 194 S.
- WOLLENBURG, J. (1995): Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean.- *Berichte zur Polarforschung*, **179**: 1-227.
- WOLLENBURG, J. & KUHN, W. (2000): The response of benthic foraminifers to carbon flux and primary production in the Arctic Ocean.- *Marine Micropaleontology*, **40**: 189-231.
- WOLLENBURG, J. & MACKENSEN, A. (1998a): Living benthic foraminifers from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity.- *Marine Micropaleontology*, **34**: 153-185.
- WOLLENBURG, J. & MACKENSEN, A. (1998b): On the vertical distribution of living (rose bengal stained) benthic foraminifers in the Arctic Ocean.- *Journal of Foraminiferal Research*, **28** (4): 268-285.
- WÜST, G. (1935): Die Stratosphäre.- In: *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Vermessungs- und Forschungsschiff "Meteor" 1925-1927*, **6** (1, 2): 109-288.
- YU, E.-F., FRANCOIS, R. & BACON, M.P. (1996): Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data.- *Nature*, **379**: 689-694.

## 8 Anhang

### 8.1 Artenliste

Art	Fototafeln
<i>Adercotryma glomerata</i> (BRADY 1878)	JONES (1994), Taf. 34, Fig. 15-18
<i>Ammodiscus incertus</i> (D'ORBIGNY 1839)	JONES (1994), Taf. 38, Fig. 1 und 3
<i>Ammolagena clavata</i> (JONES & PARKER 1860)	SCHUMACHER (2001), Taf. 1, Fig. 9
<i>Ammomarginulina ensis</i> (WIESNER 1931)	LOEBLICH & TAPPAN (1988), Taf. 60, Fig. 7
<i>Ammomarginulina foliacea</i> (BRADY 1881)	JONES (1994), Taf. 33, Fig. 20-25
<i>Anomalinoides globulosus</i> (CHAPMAN & PARR 1937)	VAN MORKHOVEN ET AL. (1986), Taf. 9, Fig. 1-3
<i>Astrononion echolsi</i> KENNETT 1967	SCHMIEDL (1995), Taf. 6, Fig. 7 und 8
<i>Bolivina dilatata</i> REUSS 1850	SCHMIEDL (1995), Taf. 2, Fig. 1
<i>Bolivina pacifica</i> CUSHMAN & MCCULLOCH 1942	SCHMIEDL (1995), Taf. 2, Fig. 2
<i>Bolivina pseudopunctata</i> HOEGLUND 1947	SCHMIEDL (1995), Taf. 2, Fig. 3
<i>Bolivina pygmaea</i> (BRADY 1881)	
<i>Bolivina subspinescens</i> CUSHMAN 1922	TIMM (1992), Taf. 5, Fig. 6
<i>Bolivinina pseudothalmani</i> RENZ 1948	BOLTOVSKY (1978), Taf. 1, Fig. 24-27
<i>Bulimina aculeata</i> D'ORBIGNY 1826	JONES (1994), Taf. 51, Fig. 7-9
<i>Bulimina alazanensis</i> CUSHMAN 1972	TIMM (1992), Taf. 5, Fig. 12
<i>Bulimina costata</i> D'ORBIGNY 1826	VAN LEEUWEN (1989), Taf. 8, Fig. 2 und 3
<i>Bulimina exilis</i> BRADY 1884	SCHMIEDL (1995), Taf. 2, Fig. 6
<i>Bulimina marginata</i> D'ORBIGNY 1826	SCHMIEDL (1995), Taf. 2, Fig. 10
<i>Buzasina galeata</i> (BRADY 1881)	JONES (1994), Taf. 40, Fig. 19-23
<i>Buzasina ringens</i> (BRADY 1879)	JONES (1994), Taf. 40, Fig. 17 und 18
<i>Cassidulina crassa</i> D'ORBIGNY 1839	JONES (1994), Taf. 54, Fig. 4 und 5
<i>Cassidulina laevigata</i> D'ORBIGNY 1826	MACKENSEN & HALD (1988), Taf. 1, Fig. 1-7
<i>Cassidulina neoteretis</i> SEIDENKRANTZ 1995	SEIDENKRANTZ (1995), Taf. 1, Fig. 1-6, 14; Taf. 2, Fig. 1-14 und Taf. 3, Fig. 1-8
<i>Cassidulina reniforme</i> NØRVANG 1945	SCHMIEDL (1995), Taf. 6, Fig. 13 und 14
<i>Cassidulina teretis</i> TAPPAN 1951	JONES (1994), Taf. 54, Fig. 1
<i>Cassidulinoides bradyi</i> NORMAN 1881	SCHMIEDL (1995), Taf. 6, Fig. 15
<i>Chilostomella oolina</i> SCHWAGER, 1878	JONES (1994), Taf. 55, Fig. 12-14
<i>Cibicidoides bradyi</i> (TRAUTH 1918)	BARKER (1960), Taf. 95, Fig. 5
<i>Cibicidoides globulosus</i> (CHAPMAN & PARR 1937)	JONES (1994), Taf. 94, Fig. 4-5
<i>Cibicidoides kullenbergi</i> (PARKER 1953)	VAN LEEUWEN (1989), Taf. 9, Fig. 1-3
<i>Cibicidoides robertsonianus</i> (BRADY 1881)	VAN LEEUWEN (1989), Taf. 9, Fig. 7-9
<i>Cibicidoides wuellerstorfi</i> (SCHWAGER), 1866 <i>Fontbotia wuellerstorfi</i> (SCHWAGER)	VAN LEEUWEN (1989), Taf. 10, Fig. 1-9
<i>Cribrostomoides subglobosus</i> (M. SARS 1868)	JONES (1994), Taf. 34, Fig. 8-10
<i>Cribrostomoides weddellensis</i> (EARLAND 1936)	MACKENSEN ET AL. (1990), Taf. 4, Fig. 4 und 5
<i>Cribrostomoides wiesneri</i> (PARR 1959)	JONES (1994), Taf. 40, Fig. 14 und 15
<i>Cyclammia cancellata</i> BRADY 1879	JONES (1994), Taf. 37, Fig. 8-16
<i>Cyclammia pusilla</i> BRADY 1881	JONES (1994), Taf. 37, Fig. 20-23
<i>Cyclammia trullisata</i> BRADY 1870	JONES (1994), Taf. 40, Fig. 13 und 16
<i>Cystammia pauciloculata</i> (BRADY 1879)	JONES (1994), Taf. 41, Fig. 1
<i>Deuterammia dublinensis/D. grahami</i> BRÖNNIMAN & WHITTAKER 1988	SCHUMACHER (2001), Taf. 5, Fig. 6-7
<i>Discorbinella bertheloti</i> (D'ORBIGNY 1839)	JONES (1994), Taf. 17, Fig. 5-6

Art	Fototafeln
<i>Eggerella bradyi</i> (CUSHMAN 1911)	JONES (1994), Taf. 47, Fig. 4-7
<i>Ehrenbergina trigona</i> GOËS 1896	MACKENSEN ET AL. (1993), Taf. I, Fig. 7 und 8
<i>Epistominella exigua</i> (BRADY 1884)	MACKENSEN ET AL. (1990), Taf. 7, Fig. 1-2
<i>Eponidus pusillus</i> PARR 1950	TIMM (1992), Taf. 7, Fig. 9
<i>Eponides tumidulus</i> (BRADY 1884)	JONES (1994), Taf. 95, Fig. 8
<i>Francesita advena</i> (CUSHMAN, 1922)	JONES (1994)
<i>Fursenkoina bradyi</i> (CUSHMAN 1922)	VAN LEEUWEN (1989), Taf. 11, Fig. 10
<i>Fursenkoina earlandi</i> (PARR 1950)	MACKENSEN ET AL. (1993), Taf. 3, Fig. 1-3
<i>Globocassidulina crassa</i> (D'ORBIGNY 1839)	MACKENSEN ET AL. (1993), Taf. 3, Fig. 1-3
<i>Globocassidulina rossensis</i> KENNETT 1967	MACKENSEN ET AL. (1993), Taf. 2, Fig. 7-8
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (BRADY 1881)	JONES (1994), Taf. 54, Fig. 17
<i>Glomospira gordialis</i> (JONES & PARKER 1860)	JONES (1994), Taf. 38, Fig. 7-8
<i>Gyroidinoides lamarkiana</i> (D'ORBIGNY 1839)	PHLEGER ET AL. (1953), Taf. 8, Fig. 35 und 36
<i>Gyroidinoides polius</i> (PHLEGER & PARKER 1951)	VAN LEEUWEN (1989), Taf. 12, Fig. 12
<i>Gyroidinoides soldanii</i> (D'ORBIGNY 1826)	JONES (1994), Taf. 107, Fig. 6 und 7
<i>Gyroidinoides umbonatus</i> (SILVESTRI 1898)	SCHMIEDL (1995), Taf. 4, Fig. 17 und 19
<i>Haplophragmoides spaheriloculus</i> CUSHMAN 1910	SCHRÖDER (1986), Taf. 18, Fig. 5-7
<i>Hoeglundia elegans</i> (D'ORBIGNY 1826)	JONES (1994), Taf. 105, Fig. 3-6
<i>Hormosina globulifera</i> BRADY 1879	JONES (1994), Taf. 39, Fig. 1-4, 6
<i>Hormosinella distans</i> (BRADY 1881)	JONES (1994), Taf. 31, Fig. 18-22
<i>laonella tumidula</i> (BRADY 1884)	JONES (1994), Taf. 95, Fig. 8
<i>Karreriella bradyi</i> (CUSHMAN 1911)	JONES (1994), Taf. 46, Fig. 1-4
<i>Karreriella novangliae</i> (CUSHMAN, 1922)	LOEBLICH & TAPPAN 1994, Taf. 30, Fig. 10-16
<i>Lagena elongata</i> (EHRENBERG, 1854)	JONES (1994), Taf. 56, Fig. 29
<i>Lagenammina difflugiformis</i> (BRADY 1879)	JONES (1994), Taf. 30, Fig. 5
<i>Lagenammina tubulata</i> RHUMBLER 1931	SCHUMACHER (2001), Taf. 2, Fig. 5
<i>Laticarinina pauperata</i> (PARKER & JONES 1865)	MACKENSEN ET AL. (1990), Taf. VII, Fig. 3
<i>Marginula obesa</i> (CUSHMAN 1923)	JONES (1994), Taf. 65, Fig. 5 und 6
<i>Martinotiella communis</i> (D'ORBIGNY 1846)	JONES (1994), Taf. 48, Fig. 1-2, 4-8
<i>Melonis barleeianum</i> (WILLIAMSON 1858)	VAN LEEUWEN (1989), Taf. 13, Fig. 1 und 2
<i>Melonis pompilioides</i> (FICHTEL & MOLL 1798)	JONES (1994), Taf. 109, Fig. 10-12
<i>Melonis zaandamae</i> (VAN VOORTHUYSENEN 1952)	MACKENSEN ET AL. (1993), Taf. 3, Fig. 4-5
<i>Nonionella iridea</i> HERON-ALLEN & EARLAND 1932	SCHMIEDL (1995), Taf. 3, Fig. 15-16
<i>Nuttallides umbonifer</i> (CUSHMAN 1933)	VAN LEEUWEN (1989), Taf. 15, Fig. 11-13; Taf. 16, Fig. 1-7
<i>Oridorsalis umbonatus</i> (REUSS 1851)	JONES (1994), Taf. 95, Fig. 11
<i>Psammosphaera fusca</i> SCHULZ 1875	JONES (1994), Taf. 18, Fig. 1-8
<i>Pullenia bulloides</i> (D'ORBIGNY 1826)	JONES (1994), Taf. 84, Fig. 12 und 13
<i>Pullenia salisburyi</i> STEWART & STEWART 1930	SCHMIEDL (1995), Taf. 6, Fig. 1-2
<i>Pullenia subcarinata</i> (D'ORBIGNY 1839)	SCHMIEDL (1995), Taf. 6, Fig. 5-6
<i>Pyrgo elongata</i> (D'ORBIGNY), 1826	JONES (1994), Taf. 2, Fig. 9
<i>Pyrgo murrhina</i> (SCHWAGER 1866)	JONES (1994), Taf. 2, Fig. 9
<i>Quinqueloculina oblonga</i> (MONTAGU, 1803)	
<i>Quinqueloculina venusta</i> KARRER 1868	SCHMIEDL (1995), Taf. 1, Fig. 16 und 17
<i>Recurvoides contortus</i> EARLAND 1934	SCHRÖDER (1986), Taf. 3, Fig. 6; Taf. 7, Fig. 3-4
<i>Reophanus oviculus</i> BRADY 1879	SCHUMACHER (2001), TAF. 2, FIG. 9
<i>Reophax bilocularis</i> FLINT 1899	SCHRÖDER (1986), Taf. 14, Fig. 8-13 und Taf. 4
<i>Reophax dentaliniformis</i> BRADY 1881	JONES (1994), Taf. 30, Fig. 21 und 22

Art	Fototafeln
<i>Reophax nodulosus</i> BRADY 1879	JONES (1994), Taf. 31, Fig. 6-9
<i>Reophax pilulifer</i> BRADY 1884	JONES (1994), Taf. 30, Fig. 18-20
<i>Reophax scorpiurus</i> MONTFORT 1808	TIMM (1992), Taf. 1, Fig. 15
<i>Reophax spiculifer</i> BRADY 1884	JONES (1994), Taf. 31, Fig. 16 und 17
<i>Repmanina charoides</i> (JONES & PARKER, 1860)	MACKENSEN ET AL. (1993), Taf. II, Fig. 3
<i>Rhizammina algaeformis</i> BRADY 1879	JONES (1994), Taf. 28, Fig. 1-11
<i>Saccammina sphaerica</i> BRADY 1879	JONES (1994), Taf. 18, Fig. 11-15
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (SILVESTRI 1904)	JONES (1994), Taf. 8, Fig. 1-4
<i>Siphotextularia catenata</i> (CUSHMANN 1911)	SCHMIEDL (1995), Taf. 1, Fig. 6
<i>Sphaeroidina bulloides</i> DESHAYES 1832	JONES (1994), Taf. 84, Fig. 1-5
<i>Spirosigmoilina tenuis</i> (CZJZEK 1848)	JONES (1994), Taf. 10, Fig. 7-8 und 11
<i>Stainforthia concava</i> (HÖGLUND 1947)	TIMM (1992), Taf. 5, Fig. 11
<i>Subreophanus aduncus</i> (BRADY 1882)	JONES (1994), Taf. 31, Fig. 23-26
<i>Thurammina papillata</i> (BRADY 1879)	JONES (1994), Taf. 36, Fig. 7-18
<i>Trifarina angulosa</i> (WILLIAMSON 1858)	JONES (1994), Taf. 74, Fig. 15-16
<i>Triloculina tricarinata</i> PARKER, JONES & BRADY 1865	JONES (1994), Taf. 3, Fig. 17
<i>Trochammina globigeriniformis</i> PARKER & JONES 1865	SCHRÖDER (1986), Taf. 19, Fig. 5-8
<i>Trochammina nana</i> (BRADY, 1881)	MACKENSEN ET AL (1990), Taf. III, Fig. 4-6
<i>Uzbekistania charoides</i> (JONES & PARKER 1869)	JONES (1994), Taf. 38, Fig. 10-16
<i>Uvigerina auberiana</i> D'ORBIGNY 1839	SCHMIEDL (1995), Taf. 3, Fig. 4
<i>Uvigerina hispida</i> SCHWAGER 1866	SCHMIEDL (1995), Taf. 3, Fig. 3
<i>Uvigerina peregrina</i> CUSHMAN 1932 s.l.	VAN LEEUWEN (1989), Taf. 19, Fig. 4-7
<i>Valvulineria laevigata</i> PHLEGER & PARKER 1951	TIMM (1992), Taf. 7, Fig. 14

## 8.2 Tabellen

Zeichenerklärung:

Sternchen \* Kombinierte Tiefen von Multicorer und Kern

Apostroph ' Berechnung nur mit Trockengewichten der Fraktion 63 bis 2000 µm

Tabelle 1a: Gezählte Individuen, BFZ, BFAR, Artenzahl, Diversität und Äquität des Kerns PS1754-1.

Kerntiefe (cm)	Individuen gesamt	BFZ (n/g)	BFAR (n/ka*cm <sup>2</sup> )	Artenzahl S	Diversität H(S)	Äquität E
1	549,00	709,94	871,45	32	2,63	0,44
5	359,00	501,82	657,59	31	2,82	0,54
10	474,00	586,05	805,73	37	2,94	0,51
15	491,00	371,32	562,61	35	2,83	0,48
20	774,40	384,83	649,94	31	2,70	0,48
25	760,00	314,54	341,59	33	2,65	0,43
30	1562,00	702,56	2118,49	36	2,54	0,35
35	1494,40	723,30	1074,87	27	2,31	0,37
40	824,00	347,66	380,01	28	2,49	0,43
45	480,00	227,03	310,16	27	2,44	0,43
50	384,00	154,66	248,57	25	2,38	0,43
55	238,00	99,32	62,04	26	2,33	0,39
60	697,60	359,81	159,19	24	2,35	0,44
65	506,67	338,91	101,48	24	2,30	0,42
70	365,00	304,12	101,17	23	2,49	0,52
75	365,00	303,21	75,16	26	2,58	0,51
80	493,00	414,36	165,74	28	2,43	0,41
85	468,57	329,79	199,28	25	2,31	0,40
90	178,00	122,45	95,01	22	2,45	0,52
95	356,57	285,78	203,06	25	2,49	0,48
100	221,00	147,86	99,80	24	2,70	0,62
105	291,00	218,01	161,98	25	2,74	0,62
110	409,00	236,55	147,95	29	2,73	0,53
115	316,00	154,35	139,21	30	2,76	0,53
120	355,00	193,32	183,94	31	2,69	0,48
125	447,00	270,79	240,18	32	2,72	0,48
130	178,00	86,49	79,57	25	2,67	0,58
135	226,00	193,73	131,40	27	2,87	0,65
140	402,00	300,00	208,93	31	2,92	0,60
145	278,00	373,15	253,74	27	2,85	0,64
150	263,00	329,78	233,66	26	2,71	0,58
155	398,00	315,32	181,31	27	2,75	0,58
160	373,00	254,26	160,59	26	2,74	0,59
165	300,00	130,94	95,28	24	2,32	0,43
170	204,00	83,66	43,79	23	2,51	0,53

Tabelle 1b: Faktorladungs-Matrix des Kerns PS1754-1.

Kerntiefe (cm)	Q-PC1	Q-PC2	Kommunalität
	<i>Melonis barleeaanum</i>	<i>Oridorsalis umbonatus</i>	
	Faktorladungen		
1	-0,080	0,970	0,947
5	0,018	0,972	0,945
10	0,116	0,957	0,929
15	0,202	0,912	0,873
20	0,392	0,721	0,674
25	0,406	0,609	0,536
30	0,470	0,809	0,875
35	0,540	0,720	0,810
40	0,766	0,518	0,855
45	0,778	0,480	0,836
50	0,897	0,367	0,939
55	0,952	0,180	0,939
60	0,832	0,408	0,859
65	0,532	0,719	0,800
70	0,643	0,688	0,887
75	0,811	0,542	0,951
80	0,950	0,281	0,981
85	0,978	0,120	0,971
90	0,969	0,131	0,956
95	0,930	0,233	0,919
100	0,730	0,336	0,646
105	0,864	0,357	0,874
110	0,941	0,268	0,957
115	0,926	0,280	0,936
120	0,956	0,130	0,931
125	0,919	0,238	0,901
130	0,925	0,242	0,914
135	0,787	0,477	0,847
140	0,824	0,464	0,894
145	0,381	0,626	0,537
149	0,208	0,898	0,850
156	0,517	0,793	0,896
160	0,801	0,456	0,850
165	0,957	0,203	0,957
170	0,914	0,157	0,860

Tabelle 1c: Faktorwerte-Matrix des Kerns PS1754-1.

Arten	Q-PC1	Q-PC2
	Faktorwerte	
<i>Bolivina pseudopunctata</i>	-0,200	-0,644
<i>Bolivinita psaudothalmani</i>	-0,412	-0,524
<i>Bulimina marginata</i>	-0,354	-0,142
<i>Cassidulina neoteretis</i>	-0,168	0,180
<i>Cassidulina reniforme</i>	-0,348	-0,586
<i>Cibicides kullenbergi</i>	-0,531	-0,199
<i>Cibicides</i> spp.	-0,391	-0,567
<i>Discorbinella bertheloti</i>	-0,592	-0,170
<i>Eggerella bradyi</i>	0,984	0,642
<i>Epistominella exigua</i>	-0,855	1,862
<i>Fissurina</i> spp.	-0,053	-0,127
<i>Fontbothia wullerstorfi</i>	-0,390	-0,422
<i>Fursenkoina</i> spp.	-0,249	-0,675
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	-0,476	2,244
<i>Gyrodinoides neosoldanii</i>	-0,423	-0,555
<i>Gyrodinoides polius</i>	-0,189	0,533
<i>Gyrodinoides umbonatus</i>	0,084	0,162
<i>Karrerella</i> spp.	-0,239	-0,499
<i>Lagena</i> spp.	-0,267	-0,575
<i>Melonis barleeaanum</i>	<b>4,596</b>	0,005
<i>Melonis pompilioides</i>	-0,114	-0,589
<i>Melonis zaandamae</i>	1,204	-0,284
<i>Noniella iridea</i>	-0,070	-0,652
<i>Nuttallides umbonifer</i>	-0,503	-0,274
<i>Oolina</i> spp.	-0,151	-0,327
<i>Oridosalis umbonatus</i>	-0,726	<b>4,268</b>
<i>Parafissurina</i> spp.	-0,389	-0,565
<i>Polymorphinidae</i> spp.	-0,309	-0,555
<i>Pullenia bulloides</i>	2,447	0,949
<i>Pullenia salisbury</i>	-0,431	-0,527
<i>Pullenia subcarinata</i>	0,311	0,080
<i>Pyrgo murrhina</i>	0,107	-0,205
<i>Quinqueloculina</i> spp.	-0,139	-0,137
<i>Stainforthia concava</i>	-0,334	-0,610
<i>Uvigerina peregrina</i>	-0,429	-0,518

Tabelle 2a: Gezählte Individuen, BFZ, BFAR, Artenzahl, Diversität und Äquität des Kerns PS2489-2/4.

Kerntiefe* (cm)	Gezählte Individuen	BFZ' (n/g)	BFAR' (n/ka*cm <sup>2</sup> )	Artenzahl S	Diversität H(S)	Äquität E
1,5	5400,00	62,58	101,89	42	3,13	0,54
4,5	5256,00	58,70	109,96	43	3,05	0,49
4,7	977,20	123,07	200,36	40	2,80	0,41
10,5	6048,00	61,92	100,80	45	2,68	0,37
29	1899,00	2380,00	918,17	42	2,82	0,40
38	3213,00	2394,54	2018,08	32	2,62	0,43
48	2706,00	1379,13	1510,20	34	2,65	0,41
58	2077,40	848,02	897,96	29	2,72	0,52
68	2117,67	397,88	414,94	35	2,89	0,51
78	3285,33	1355,84	1340,34	29	2,29	0,34
89	1344,00	264,58	284,24	38	2,96	0,51
99	997,40	173,67	294,66	37	2,86	0,47
109	569,53	169,93	292,77	35	3,00	0,57
119	841,14	130,19	222,32	39	3,06	0,55
129	949,33	133,51	222,35	37	3,16	0,64
139	791,00	130,37	218,62	30	2,91	0,61
149	795,00	122,20	210,09	40	2,96	0,48
159	674,00	98,96	168,92	43	3,04	0,48
169	585,33	135,48	240,55	43	3,01	0,47
179	439,14	103,07	180,76	40	3,21	0,62
189	1780,00	225,91	443,30	49	3,29	0,55
199	3178,33	561,95	979,31	37	2,56	0,35
209	2462,60	529,35	911,85	32	2,56	0,40
221	1635,00	723,52	1384,04	24	2,43	0,47
227	1716,57	1089,89	2099,51	27	2,52	0,46
239	3309,00	791,25	1446,78	30	2,38	0,36
249	4553,00	816,40	1555,65	30	2,57	0,43
259	3557,00	816,71	1640,26	30	2,41	0,37
269	5125,00	797,34	1745,75	35	2,46	0,33
280	7014,00	1383,79	2897,29	36	2,65	0,39
291	9189,00	1073,86	2000,86	31	2,46	0,38
300	6901,00	1431,92	2755,43	31	2,26	0,31
307	2643,00	1214,28	2320,96	29	2,44	0,39
319	4076,33	720,09	1381,57	28	2,32	0,36
329	2732,00	215,20	384,05	30	2,70	0,50
339	1775,67	139,93	250,69	38	3,17	0,63
349	1371,00	76,40	134,29	36	2,97	0,54
359	1630,14	94,05	168,53	41	3,27	0,64
369	1677,00	130,29	234,82	36	3,11	0,62
379	4036,00	370,53	688,58	32	2,70	0,47
389	2611,00	246,63	459,35	37	2,61	0,37
399	1537,00	113,75	204,32	34	2,84	0,50
409	829,00	66,45	123,96	43	3,17	0,55
419	1423,67	118,89	223,81	44	3,17	0,54
429	2019,18	216,42	392,24	39	2,89	0,46
439	2492,00	354,97	705,93	35	2,54	0,36



Tabelle 2a Fortsetzung

<b>Kerntiefe* (cm)</b>	<b>Gezählte Individuen</b>	<b>BFZ' (n/g)</b>	<b>BFAR' (n/ka*cm<sup>2</sup>)</b>	<b>Artenzahl S</b>	<b>Diversität H(S)</b>	<b>Äquität E</b>
449	3581,00	857,93	1686,96	27	2,08	0,30
460	3257,33	883,85	1716,26	29	2,37	0,37
470	1987,00	802,70	1465,04	32	2,48	0,37
480	3061,00	1252,10	2233,72	30	2,17	0,29
489	3509,33	1913,80	3655,06	24	1,98	0,30
498	2336,00	1094,45	2086,95	28	2,49	0,43
511	3072,00	624,39	1135,76	31	2,57	0,42
519	2872,00	639,91	1295,64	34	2,81	0,49
529	988,80	140,64	302,99	38	2,93	0,50
538	1308,00	265,77	572,39	39	2,96	0,50
549	4232,00	735,35	1595,18	39	2,88	0,45
559	2680,00	385,93	848,08	38	3,03	0,54
569	1926,40	129,51	82,80	33	2,83	0,52
579	1632,00	155,11	96,64	40	2,87	0,44

Tabelle 2b: Faktorladungs-Matrix des Kerns PS2489-2/4.

Kerntiefe* (cm)	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4	Q-PC5	Kommunalität
	<i>Melonis pompilioides</i>	<i>Oridorsalis umbonatus</i>	<i>Epistominella exigua</i>	<i>Melonis zaandamae</i>	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	
	Faktorladungen					
1,5	0,007	0,917	0,126	0,087	0,169	0,890
4,5	-0,019	0,952	0,105	0,015	0,105	0,930
4,7	0,031	0,975	0,081	0,030	0,039	0,960
10,5	-0,009	0,984	0,019	0,022	0,019	0,970
29	0,801	0,217	0,342	0,221	0,044	0,860
38	0,523	0,332	0,326	0,619	0,147	0,890
48	0,531	0,118	0,530	0,499	0,091	0,830
58	0,787	0,127	0,201	0,424	0,187	0,890
68	0,674	0,491	0,243	0,194	0,204	0,830
78	0,958	0,043	0,136	0,127	0,077	0,960
89	0,204	0,555	0,601	0,153	0,299	0,820
99	0,287	0,834	0,383	0,050	0,142	0,950
109	0,585	0,079	0,726	0,088	0,175	0,910
119	0,353	0,129	0,466	0,155	0,487	0,620
129	0,810	0,105	0,273	-0,002	0,302	0,830
139	0,475	0,247	0,655	0,039	0,367	0,850
149	0,361	0,161	0,679	0,077	0,521	0,890
159	0,079	0,285	0,352	0,007	0,822	0,890
169	0,074	0,367	0,196	0,088	0,861	0,930
179	0,011	0,492	0,184	0,237	0,650	0,750
189	0,341	0,385	0,505	0,372	0,459	0,870
199	0,698	0,048	-0,095	0,675	0,094	0,960
209	0,774	0,101	0,437	0,428	0,017	0,980
221	0,776	0,040	0,418	0,425	-0,063	0,960
227	0,736	0,025	0,452	0,453	-0,046	0,950
239	0,959	0,036	0,170	0,078	0,004	0,960
249	0,846	0,078	0,247	0,422	0,027	0,960
259	0,810	0,032	0,218	0,475	-0,011	0,930
269	0,662	0,123	0,612	0,229	0,023	0,880
280	0,820	0,145	0,362	0,396	0,079	0,990
291	0,892	0,144	0,254	0,235	0,201	0,980
300	0,863	0,049	-0,200	0,413	0,109	0,970
307	0,576	0,067	0,142	0,785	0,107	0,980
319	0,246	0,136	0,357	0,839	0,147	0,930
329	0,449	0,248	0,573	0,326	0,325	0,800
339	0,292	0,487	0,590	0,149	0,232	0,750
349	0,290	0,301	0,800	0,032	0,131	0,830
359	0,289	0,439	0,698	0,103	0,217	0,820
369	0,378	0,375	0,666	0,143	0,313	0,850
379	0,773	0,174	0,485	0,241	0,145	0,940
389	0,718	0,215	0,493	0,202	0,083	0,850
399	0,265	0,480	0,750	0,154	0,169	0,920
409	0,175	0,807	0,251	0,080	0,226	0,800
419	0,438	0,583	0,435	0,092	0,315	0,830

Fortsetzung Tabelle 2b						
<b>Kerntiefe* (cm)</b>	<b>Q-PC1</b>	<b>Q-PC2</b>	<b>Q-PC3</b>	<b>Q-PC4</b>	<b>Q-PC5</b>	<b>Kommunalität</b>
429	0,729	0,166	0,245	0,065	0,593	0,970
439	0,923	0,118	0,109	0,055	0,285	0,960
449	0,967	0,103	0,190	0,014	0,077	0,990
460	0,938	0,093	0,184	0,003	0,215	0,970
470	0,897	0,112	0,297	0,013	0,276	0,980
480	0,829	0,086	0,497	0,039	0,046	0,950
489	0,865	0,062	0,467	0,068	-0,007	0,970
498	0,746	0,067	0,603	0,053	0,053	0,930
511	0,621	0,188	0,392	0,035	0,594	0,930
519	0,699	0,345	0,450	0,059	0,389	0,960
529	0,125	0,657	0,431	0,033	0,509	0,890
538	0,326	0,475	0,708	0,203	0,294	0,960
549	0,370	0,369	0,713	0,323	0,259	0,950
559	0,291	0,301	0,706	0,315	0,326	0,880
569	0,097	0,785	0,368	0,011	0,198	0,800
579	0,124	0,632	0,458	0,337	0,249	0,800

Tabelle 2c: Faktorwerte-Matrix des Kerns PS2489-2/4.

Arten	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4	Q-PC5
	Faktorwerte				
<i>Astrononion echolsi</i>	-0,147	0,289	-0,436	-0,333	-0,565
<i>Bolivina pacifica</i>	-0,198	-0,357	-0,187	-0,242	-0,392
<i>Bulimina alazanensis</i>	-0,237	-0,187	-0,159	-0,241	-0,433
<i>Cassidulina teretis</i>	-0,265	-0,158	-0,368	-0,124	-0,183
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	-0,110	-0,447	-0,114	-0,240	-0,224
<i>Chilostomella oolina</i>	-0,213	-0,414	-0,172	-0,210	-0,359
<i>Cibicidoides globulosus</i>	-0,261	-0,395	-0,233	-0,189	-0,181
<i>Cibicidoides kullenbergi</i>	-0,269	-0,281	-0,355	-0,168	-0,045
<i>Cibicidoides robertsonianus</i>	-0,441	-0,196	0,083	-0,149	0,039
<i>Cibicidoides cf. robertsonianus</i>	-0,281	-0,398	-0,155	-0,216	-0,165
<i>Cibicidoides</i> spp.	-0,156	-0,162	-0,225	-0,273	0,055
<i>Cribrostomoides subglobosus</i>	-0,181	0,260	-0,490	-0,251	-0,607
<i>Cyclamina</i> spp.	-0,218	-0,238	-0,287	-0,214	-0,414
<i>Epistominella exigua</i>	3,007	0,417	<b>5,803</b>	0,528	-0,244
<i>Eponidus pusillus</i>	-0,050	-0,370	0,133	0,024	-0,704
<i>Eponides tumidulus</i>	-0,195	-0,332	-0,268	-0,198	-0,250
<i>Fissurina</i> spp.	0,102	0,245	1,024	-0,376	0,697
<i>Fontbotia wuellerstorfi</i>	-0,813	3,399	-0,178	-0,115	-0,542
<i>Fontbotia cf. wuellerstorfi</i>	-0,423	0,669	0,164	-0,223	-0,292
<i>Francesita advena</i>	-0,188	-0,345	-0,108	-0,276	-0,320
<i>Fursenkoina earlandi</i>	-0,109	-0,278	-0,173	-0,295	-0,256
<i>Fursenkoina bradyi</i>	-0,138	-0,418	-0,036	-0,332	-0,191
<i>Fursenkoina</i> spp.	-0,185	-0,437	-0,131	-0,099	-0,302
<i>Globocassidulina crassa/rossensis</i>	-0,158	-0,317	-0,171	-0,211	-0,360
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	-0,164	0,140	0,168	-0,391	<b>6,037</b>
<i>Gyroidinoides soldanii</i>	-0,168	0,292	-0,599	-0,033	1,026
<i>Gyroidinoides polius</i>	-0,478	0,013	0,247	-0,105	0,745
<i>Gyroidinoides umbonatus</i>	-0,419	0,021	0,024	-0,091	0,599
<i>Haplophragmoides</i> spp.	-0,223	-0,288	-0,269	-0,204	-0,391
<i>Karrerella bradyi</i>	-0,244	-0,278	-0,109	-0,215	-0,334
<i>Lagenammia</i> spp.	-0,221	-0,261	-0,279	-0,210	-0,402
<i>Lagena</i> spp.	-0,040	-0,213	0,060	-0,249	-0,079
<i>Marginulina obesa</i>	-0,258	-0,379	-0,290	-0,162	-0,110
<i>Martinotiella communis</i>	-0,254	-0,058	-0,228	-0,213	-0,285
<i>Melonis pompilioides</i>	<b>6,460</b>	-0,124	-2,978	-0,393	0,102
<i>Melonis zaandami</i>	-0,150	-0,180	-1,299	<b>6,765</b>	-0,167
<i>Nodosaria</i> spp.	-0,237	-0,376	-0,194	-0,211	-0,372
<i>Nonionella iridea</i>	0,128	-0,430	-0,104	0,130	-0,777
<i>Nuttallides umbonifer</i>	-0,208	0,092	0,434	-0,310	0,046
<i>Oridorsalis umbonatus</i>	0,139	<b>6,117</b>	-0,536	0,116	-0,132
<i>Parafissurina</i> spp.	-0,161	-0,323	-0,180	-0,140	-0,078
<i>Pullenia bulloides</i>	-0,099	-0,415	-0,219	0,739	2,643
<i>Pullenia salisburyi</i>	0,058	0,186	0,394	0,136	0,283
<i>Pullenia subcarinata</i>	0,075	-0,305	0,117	0,023	1,228
<i>Pyrgo</i> spp.	-0,026	-0,192	0,185	-0,483	0,055
<i>Quinqueloculina oblonga</i>	-0,278	-0,302	-0,162	-0,190	-0,250

Fortsetzung Tabelle 2c					
Arten	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4	Q-PC5
<i>Quinqueloculina venusta</i>	-0,306	-0,206	-0,097	-0,253	-0,027
<i>Siphotextularia catenata</i>	-0,206	0,109	0,449	-0,464	-0,293
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	-0,195	-0,223	-0,247	-0,258	-0,236
<i>Spiroloculina pusilla</i>	-0,239	-0,322	0,116	-0,377	-0,036
<i>Stainfortia</i> spp.	-0,080	-0,394	-0,206	-0,188	-0,456
<i>Triloculina tricarinata</i>	0,280	-0,235	0,837	-0,369	-1,279
<i>Trochammina</i> spp.	-0,225	-0,326	-0,253	-0,204	-0,380
<i>Uvigerina hispida</i>	-0,210	-0,398	0,068	0,135	-0,255
<i>Uvigerina peregrina</i>	0,077	-0,293	2,188	2,095	-0,187

Tabelle 3a: Gezählte Individuen, BFZ, BFAR, Artenzahl, Diversität und Äquität des Kerns PS2495-3.

Kerntiefe (cm)	Individuen gesamt	BFZ (n/g)	BFAR (n/ka*cm <sup>2</sup> )	Artenzahl S	Diversität H(S)	Äquität E
7	704,17	91,21	242,34	41	2,86	0,43
16	929,00	101,06	293,12	39	2,67	0,37
25	1114,33	130,35	376,48	45	3,09	0,49
35	960,00	181,82	583,30	50	3,14	0,46
45	733,50	99,84	268,91	32	2,47	0,37
55	932,00	225,61	599,21	40	2,49	0,30
65	1898,50	312,41	769,88	46	2,34	0,23
75	3891,50	595,49	2174,35	43	2,16	0,20
85	2437,00	445,52	1720,67	40	2,09	0,20
95	2793,00	485,57	1836,62	41	2,20	0,22
105	1790,00	280,56	1237,01	43	2,61	0,32
115	2176,33	315,41	1372,68	45	2,56	0,29
125	1126,83	150,75	682,68	42	2,74	0,37
134	1523,50	192,09	910,41	38	2,70	0,39
144	884,00	99,70	484,99	38	2,58	0,35
154	2299,83	279,58	1382,38	43	2,79	0,38
164	2280,17	297,98	1395,29	50	2,85	0,34
174	1877,00	193,97	918,17	50	2,84	0,34
184	898,33	106,72	409,11	44	2,89	0,41
194	1190,00	190,37	434,41	44	2,58	0,30
204	648,50	117,63	269,22	44	3,11	0,51
214	1000,00	169,00	416,03	42	3,05	0,50
224	3576,00	208,43	552,65	41	2,80	0,40
234	2688,50	188,03	499,85	46	3,09	0,48
244	2642,00	113,84	272,35	44	3,18	0,55
254	2857,50	122,55	310,18	46	2,88	0,39
264	2226,83	120,92	307,78	43	2,98	0,46
274	3468,17	193,48	433,85	47	2,88	0,38
284	1434,00	76,73	195,08	45	2,98	0,44
294	2376,33	133,83	354,28	42	2,68	0,35
304	2998,50	131,28	342,68	45	3,05	0,47
314	1976,83	95,66	249,16	39	2,87	0,45
324	2151,50	82,34	202,80	41	3,06	0,52
334	3297,17	129,88	336,45	41	2,86	0,43
344	1513,00	58,27	150,95	41	2,88	0,43
354	2229,00	94,02	245,96	38	2,66	0,38
364	1720,00	68,24	172,13	45	2,95	0,42
374	1321,17	64,53	238,99	51	3,26	0,51
384	1460,00	75,97	279,70	42	3,17	0,57
394	1557,00	113,10	379,90	35	2,56	0,37
404	1329,00	95,02	320,38	38	2,56	0,34
414	2942,50	184,83	619,23	38	2,42	0,30
424	911,00	85,04	284,56	37	2,82	0,45
434	627,17	80,40	268,31	41	2,99	0,49
444	580,33	72,36	245,23	44	3,19	0,55
454	745,00	96,95	325,24	43	3,22	0,58

Fortsetzung Tabelle 3a

Kerntiefe (cm)	Individuen gesamt	BFZ (n/g)	BFAR (n/ka*cm <sup>2</sup> )	Artenzahl S	Diversität H(S)	Äquität E
464	905,00	109,92	360,70	46	2,98	0,43
474	872,00	101,75	325,55	36	2,81	0,46
484	1009,83	115,75	389,80	40	2,98	0,49
494	835,00	104,40	359,21	44	3,17	0,54
504	1040,17	104,87	359,46	44	3,23	0,57
514	1682,50	92,91	321,69	46	3,14	0,50
524	1329,00	61,40	225,53	43	3,18	0,56
534	1975,33	110,61	376,78	45	3,10	0,49
544	1667,67	105,20	335,67	43	3,04	0,49
554	1390,50	77,27	256,22	45	3,08	0,48
564	1874,33	117,33	402,18	42	2,47	0,28
574	2362,00	104,98	378,84	40	2,22	0,23
584	4960,00	198,51	528,93	44	2,30	0,23
594	5424,00	225,46	613,06	39	2,49	0,31
604	2968,83	121,86	345,84	40	2,98	0,49
614	1470,00	110,96	322,76	39	2,97	0,50
624	1923,33	126,02	384,39	41	3,13	0,56
634	1686,50	119,90	337,58	45	2,86	0,39
644	1399,33	142,77	374,00	41	2,44	0,28
654	1317,50	141,85	352,42	38	2,39	0,29
664	2051,17	143,19	382,90	41	2,57	0,32
674	2500,00	152,03	433,91	43	3,04	0,48
684	1836,83	118,41	350,91	42	2,98	0,47
694	1261,33	91,73	264,75	50	2,79	0,32
704	1289,00	100,91	311,45	41	2,76	0,38
714	1266,00	114,31	347,52	39	2,96	0,50
724	1138,33	106,00	311,69	45	3,03	0,46
734	2105,83	172,52	507,30	46	2,93	0,41
744	1730,00	152,98	451,45	39	2,73	0,39
754	986,33	81,43	224,38	36	2,71	0,42
764	913,83	93,14	242,72	46	3,04	0,46
774	654,00	69,92	174,74	38	2,77	0,42
784	1272,00	91,24	251,06	36	2,78	0,45
794	1375,50	100,77	299,54	34	2,73	0,45
804	1823,33	112,94	372,71	37	2,56	0,35
814	1962,33	154,14	517,44	36	2,49	0,33
824	1600,50	99,35	345,18	44	2,73	0,35
834	1219,00	77,72	269,49	43	2,79	0,38
844	1521,00	107,67	366,06	35	2,34	0,30
854	2112,50	185,13	604,34	36	2,36	0,29
864	1587,50	124,67	407,85	38	2,33	0,27
874	1869,33	132,64	450,95	36	2,25	0,26
884	1961,33	115,45	406,46	38	2,55	0,34
894	1103,67	85,11	404,38	38	2,50	0,32
904	1248,00	86,17	428,27	37	2,70	0,40

Tabelle 3b: Faktorladungs-Matrix des Kerns PS2495-3.

Kerntiefe (cm)	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Kommunalität
	<i>Epistominella exigua</i>	<i>Uvigerina peregrina</i>	<i>Oridorsalis umbonatus/ Melonis zaandamae</i>	
	Faktorladungen			
7	0,775	0,317	0,416	0,874
16	0,914	0,228	0,200	0,927
25	0,573	0,245	0,551	0,692
35	0,664	0,122	0,599	0,815
45	0,770	0,403	0,343	0,873
55	0,959	0,150	0,192	0,979
65	0,972	0,115	0,146	0,979
75	0,969	0,148	0,141	0,981
85	0,985	0,124	0,073	0,991
95	0,980	0,117	0,130	0,991
105	0,973	0,155	0,115	0,984
115	0,963	0,204	0,141	0,989
125	0,684	0,663	0,201	0,948
134	0,874	0,237	0,351	0,943
144	0,879	0,274	0,329	0,956
154	0,932	0,219	0,162	0,943
164	0,931	0,226	0,194	0,955
174	0,942	0,209	0,124	0,946
184	0,859	0,439	0,186	0,965
194	0,868	0,459	0,071	0,969
204	0,308	0,890	0,072	0,892
214	0,401	0,814	0,084	0,830
224	0,898	0,356	0,178	0,965
234	0,671	0,500	0,403	0,863
244	0,503	0,483	0,457	0,695
254	0,847	0,297	0,253	0,870
264	0,683	0,670	0,156	0,940
274	0,853	0,410	0,215	0,942
284	0,208	0,807	0,434	0,883
294	-0,057	0,977	0,109	0,970
304	-0,076	0,898	0,327	0,919
314	-0,075	0,842	0,467	0,933
324	0,014	0,746	0,592	0,907
334	0,402	0,867	0,183	0,947
344	0,400	0,867	0,125	0,927
354	0,697	0,293	0,457	0,781
364	0,703	0,203	0,549	0,837
374	0,188	0,232	0,819	0,760
384	0,593	0,380	0,595	0,850
394	0,932	0,194	0,225	0,957
404	0,942	0,199	0,201	0,967
414	0,958	0,177	0,170	0,978
424	0,806	0,290	0,448	0,934
434	0,697	0,264	0,460	0,767
444	0,413	0,370	0,531	0,589



Fortsetzung Tabelle 3b				
Kerntiefe (cm)	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Kommunalität
454	0,478	0,308	0,567	0,645
464	0,871	0,266	0,304	0,922
474	0,695	0,191	0,469	0,739
484	0,595	0,210	0,475	0,624
494	0,342	0,313	0,805	0,863
504	0,257	0,321	0,833	0,863
514	0,620	0,313	0,688	0,956
524	0,295	0,336	0,828	0,886
534	0,004	0,305	0,909	0,919
544	0,272	0,356	0,830	0,890
554	0,224	0,369	0,843	0,897
564	0,941	0,203	0,223	0,976
574	0,952	0,234	0,152	0,984
584	0,965	0,173	0,174	0,991
594	0,934	0,241	0,209	0,974
604	0,811	0,433	0,235	0,900
614	0,809	0,461	0,300	0,957
624	0,325	0,687	0,443	0,774
634	0,830	0,471	0,213	0,956
644	0,931	0,336	0,103	0,990
654	0,938	0,284	0,160	0,986
664	0,895	0,282	0,289	0,964
674	0,750	0,510	0,324	0,928
684	0,647	0,699	0,185	0,941
694	0,569	0,348	0,269	0,517
704	0,814	0,339	0,344	0,896
714	0,773	0,399	0,394	0,912
724	0,533	0,536	0,466	0,789
734	0,465	0,691	0,397	0,851
744	0,487	0,701	0,465	0,945
754	0,066	0,866	0,369	0,890
764	0,315	0,828	0,327	0,892
774	0,228	0,894	0,299	0,941
784	0,177	0,938	0,214	0,957
794	0,358	0,872	0,270	0,961
804	0,604	0,730	0,265	0,968
814	0,576	0,759	0,259	0,975
824	0,593	0,748	0,234	0,966
834	0,723	0,624	0,169	0,941
844	0,452	0,855	0,119	0,949
854	0,669	0,626	0,310	0,936
864	0,701	0,597	0,297	0,936
874	0,885	0,241	0,339	0,956
884	0,918	0,219	0,255	0,956
894	0,915	0,197	0,301	0,967
904	0,884	0,204	0,368	0,958

Tabelle 3c: Faktorwerte-Matrix des Kerns PS2495-3.

Arten	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3
	Faktorwerte		
<i>Astrononion echolsi</i>	-0,022	-0,330	-0,353
<i>Bolivina pacifica</i>	-0,170	-0,299	-0,506
<i>Cassidulina laevigata</i>	-0,162	-0,362	-0,630
<i>Cassidulina teretis</i>	-0,103	-0,381	-0,641
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	-0,151	-0,142	-0,630
<i>Chilostomella oolina</i>	-0,197	-0,355	-0,521
<i>Cibicidoides bradyi</i>	-0,181	-0,322	-0,651
<i>Cibicidoides kullenbergi</i>	-0,106	-0,217	-0,588
<i>Cibicidoides robertsonianus</i>	-0,169	-0,323	-0,527
<i>Cibicidoides cf. robertsonianus</i>	-0,129	-0,316	-0,509
<i>Cibicidoides</i> spp.	0,000	-0,163	0,052
<i>Discorbinella bertheloti</i>	-0,168	0,267	0,064
<i>Eggerella bradyi</i>	-0,005	0,001	0,356
<i>Ehrenbergina trigona</i>	-0,172	-0,310	-0,516
<i>Epistominella exigua</i>	<b>6,874</b>	0,644	-0,177
<i>Eponidus pusillus</i>	-0,082	-0,343	0,203
<i>Fissurina</i> spp.	-0,095	0,317	0,512
<i>Fontbotia wuellerstorfi</i>	-0,111	-0,175	-0,202
<i>Fontbotia cf. wuellerstorfi</i>	-0,049	0,084	-0,008
<i>Francesita advena</i>	-0,188	-0,239	-0,333
<i>Fursenkoina earlandi</i>	-0,180	-0,195	-0,530
<i>Fursenkoina bradyi</i>	-0,171	-0,249	-0,588
<i>Fursenkoina</i> spp.	-0,176	-0,324	-0,490
<i>Globobulimina</i> spp.	-0,158	-0,302	-0,648
<i>Globocassidulina rossensis</i>	0,101	-0,249	-0,536
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	-0,081	0,459	0,635
<i>Gyroidinoides soldanii</i>	-0,108	-0,216	0,989
<i>Gyroidinoides lamarkiana</i>	-0,135	-0,286	-0,630
<i>Gyroidinoides polius</i>	-0,167	-0,210	0,027
<i>Gyroidinoides umbonatus</i>	-0,126	-0,371	0,109
<i>Karrerella bradyi</i>	-0,142	-0,325	-0,615
<i>Lagena</i> spp.	-0,095	-0,207	-0,166
<i>Lenticulina</i> spp.	-0,162	-0,336	-0,501
<i>Melonis pompilioides</i>	-0,179	0,015	-0,488
<i>Melonis zaandami</i>	0,193	-0,336	<b>3,180</b>
<i>Nonionella iridea</i>	-0,077	-0,614	0,430
<i>Oridorsalis umbonatus</i>	-0,367	1,662	<b>4,443</b>
<i>Parafissurina</i> spp.	-0,199	-0,224	-0,012
<i>Pullenia bulloides</i>	-0,003	0,165	1,556
<i>Pullenia salisburyi</i>	-0,268	-0,045	2,217
<i>Pullenia subcarinata</i>	-0,111	0,049	0,307
<i>Pyrgo</i> spp.	-0,043	0,170	0,251
<i>Quinqueloculina</i> spp.	-0,174	-0,202	-0,211
<i>Siphotextularia catenata</i>	-0,181	-0,267	0,138
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	-0,168	-0,367	-0,479
<i>Spiroloculina pusilla</i>	-0,187	-0,353	-0,392
<i>Stainfortia</i> spp.	-0,210	-0,407	-0,208

---

Fortsetzung Tabelle 3c			
Arten	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3
<i>Triloculina tricarinata</i>	-0,040	-0,436	-0,030
<i>Uvigerina hispida</i>	-0,236	0,515	-0,662
<i>Uvigerina peregrina</i>	-0,761	<b>6,450</b>	-1,493

Tabelle 4a: Gezählte Individuen, BFZ, BFAR, Artenzahl, Diversität und Äquität des Kerns PS2498-1/2.

Kerntiefe* (cm)	Gezählte Individuen	BFZ (n/g)	BFAR (n/ka*cm <sup>2</sup> )	Artenzahl S	Diversität H(S)	Äquität E
1,5	5826,00	92,48	453,35	55	3,30	0,49
4,5	6226,00	91,02	446,23	52	3,39	0,57
6	234,00	35,01	191,68	23	2,21	0,40
10,5	6820,00	90,21	442,25	51	3,19	0,48
16	706,00	100,46	599,17	46	3,23	0,55
22	268,00	38,29	225,23	43	3,15	0,54
31	456,00	65,11	388,38	44	2,95	0,44
41	590,00	73,56	432,72	47	3,13	0,49
51	679,00	86,75	489,08	52	3,19	0,47
61	169,00	22,32	131,33	40	3,21	0,62
71	425,00	64,11	350,97	49	3,21	0,50
81	198,00	30,33	136,28	35	3,09	0,63
91	502,00	112,05	601,10	50	2,81	0,33
101	226,00	47,91	274,95	38	3,24	0,67
111	1813,00	370,68	2173,46	45	2,74	0,34
121	748,00	175,67	1030,02	38	2,46	0,31
131	592,00	120,59	661,96	38	2,75	0,41
141	731,00	186,91	1049,29	39	2,40	0,28
151	836,00	233,52	1340,09	41	2,57	0,32
161	565,00	127,63	700,56	38	2,69	0,39
171	727,00	173,59	931,21	43	2,64	0,32
181	968,00	181,24	904,41	43	2,48	0,28
191	872,60	160,94	883,41	33	2,48	0,36
201	615,67	146,94	769,90	35	2,55	0,37
211	432,00	108,84	583,88	35	2,60	0,38
231	256,00	69,47	533,31	30	2,57	0,43
241	539,00	120,80	995,19	33	2,33	0,31
251	825,00	183,05	1439,49	40	2,63	0,35
261	562,00	115,64	1017,64	39	2,50	0,31
271	266,00	54,22	446,68	31	2,61	0,44
278	465,00	113,25	933,00	33	2,62	0,41
281	250,00	69,14	543,69	31	2,54	0,41
291	288,00	78,26	630,10	33	2,54	0,39
301	219,00	50,19	432,33	29	2,35	0,36
311	63,00	16,14	132,98	19	2,58	0,70
321	1207,00	230,87	2118,18	45	2,44	0,25
331	99,00	28,58	235,45	17	2,36	0,62
341	298,00	61,19	515,58	34	2,56	0,38
351	138,00	33,00	321,29	27	2,51	0,45
361	900,00	187,97	1935,73	41	2,51	0,30
371	206,00	44,28	422,86	32	2,80	0,52
381	352,00	66,59	698,23	36	2,66	0,40
391	238,00	47,22	486,30	31	2,48	0,39
401	213,00	34,31	359,70	32	2,58	0,41
411	875,00	160,64	1684,35	49	2,57	0,27
421	263,00	42,60	462,68	30	2,47	0,40

Fortsetzung Tabelle 4a						
Kerntiefe*( cm)	Gezählte Individuen	BFZ (n/g)	BFAR (n/ka*cm <sup>2</sup> )	Artenzahl S	Diversität H(S)	Äquität E
431	558,00	104,44	1075,49	36	2,47	0,33
441	355,00	67,86	698,88	35	2,72	0,43
451	720,00	140,46	1393,88	40	2,69	0,37
461	421,00	65,59	724,54	41	2,91	0,45
471	427,00	89,63	923,02	42	2,81	0,39
481	112,00	19,79	211,26	17	2,39	0,64
491	637,00	99,64	1100,73	41	2,59	0,33
501	474,00	80,05	809,41	29	2,34	0,36
511	197,00	45,00	429,69	23	2,19	0,39
521	920,00	171,87	1737,71	42	2,48	0,29
531	537,00	102,11	1051,55	42	2,43	0,27
541	274,00	45,38	501,31	26	2,13	0,32
551	732,00	145,99	1667,44	44	2,52	0,28
561	164,00	31,16	297,50	25	2,33	0,41
571	706,00	115,00	1227,37	43	2,39	0,25
581	770,00	131,65	1331,06	26	2,06	0,30
591	491,00	116,65	1223,16	31	2,03	0,25
601	431,00	63,94	670,40	30	1,99	0,24
611	380,00	68,52	705,60	29	2,05	0,27
621	298,00	55,35	580,35	31	2,19	0,29
631	408,00	71,65	751,32	37	2,62	0,37
641	415,00	78,13	789,91	33	2,46	0,35
651	405,00	85,68	898,36	35	2,40	0,32
661	256,00	43,81	434,78	26	2,67	0,56
671	219,00	48,66	437,29	23	2,41	0,48
681	337,00	61,86	579,10	34	2,64	0,41
691	357,00	58,79	572,45	36	2,47	0,33
701	265,00	52,81	514,18	40	2,85	0,43
711	282,00	76,05	246,82	34	2,58	0,39
721	367,00	73,67	239,08	34	2,42	0,33
731	626,00	103,64	330,14	43	2,50	0,28
741	354,00	62,11	186,63	30	2,35	0,35
751	1054,67	192,25	635,48	46	2,60	0,29
761	1143,67	185,21	567,69	44	2,57	0,30
771	633,00	110,59	352,26	37	2,50	0,33
781	487,00	86,52	259,98	37	2,58	0,36
791	295,00	70,91	221,62	28	2,28	0,35
801	457,00	93,48	487,37	47	3,04	0,45
811	532,00	83,20	489,02	49	2,98	0,40
821	256,00	42,90	256,23	35	2,91	0,52
831	251,00	37,99	259,30	38	2,92	0,49
841	448,00	72,04	457,54	46	2,81	0,36
851	216,00	32,90	199,62	33	2,77	0,48
861	277,00	52,71	309,81	39	2,67	0,37
871	471,00	62,44	378,84	43	2,85	0,40
881	604,00	58,44	387,81	47	2,62	0,29

Fortsetzung Tabelle 4a						
Kerntiefe* (cm)	Gezählte Individuen	BFZ (n/g)	BFAR (n/ka*cm <sup>2</sup> )	Artenzahl S	Diversität H(S)	Äquität E
891	823,00	91,43	641,41	48	2,84	0,36
901	476,00	44,29	314,90	33	1,85	0,19
911	1359,40	154,14	1052,10	44	2,57	0,30
921	798,67	99,18	592,31	37	2,49	0,32
931	468,67	65,42	359,69	37	2,84	0,46
941	462,00	63,88	363,36	41	3,12	0,55
951	334,00	46,88	284,41	41	3,04	0,51
961	485,00	47,56	293,05	44	3,24	0,58
971	383,00	42,39	285,28	44	2,92	0,42
981	484,00	52,94	341,24	41	2,61	0,33
991	246,00	33,84	218,13	33	2,73	0,46
1001	405,00	57,74	366,74	43	2,94	0,44
1011	546,00	73,16	450,81	43	2,91	0,43
1021	554,00	84,81	538,69	46	2,92	0,40
1031	801,00	86,02	538,18	43	2,85	0,40
1041	698,00	79,08	524,73	46	2,96	0,42
1051	384,00	60,64	367,93	38	2,75	0,41
1061	207,00	29,94	173,13	34	2,94	0,55
1071	232,00	34,84	221,28	32	2,94	0,59
1081	683,00	79,77	536,91	50	3,18	0,48
1091	384,00	62,61	462,97	45	3,24	0,57
1101	512,00	64,61	453,27	46	3,17	0,52
1111	116,00	18,13	113,42	28	2,84	0,61
1121	228,00	33,89	218,48	30	2,88	0,59
1131	544,00	73,15	492,33	47	3,17	0,50
1141	401,00	47,96	331,90	49	3,09	0,45
1151	188,00	26,06	182,84	38	3,24	0,67
1161	369,00	60,32	440,33	44	3,28	0,61

Tabelle 4b: Faktorladungs-Matrix des Kerns PS2498-1/2.

Kerntiefe* (cm)	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4	Kommunalität
	<i>Epistominella exigua</i>	<i>Oridorsalis umbonatus</i>	<i>Uvigerina peregrina/ Eggerella bradyi</i>	<i>Melonis zaandamae</i>	
	Faktorladungen				
1,5	0,311	0,666	0,553	0,030	0,847
4,5	0,429	0,449	0,654	-0,020	0,814
6	0,200	0,237	0,738	0,024	0,641
10,5	0,396	0,573	0,636	0,041	0,891
16	0,234	0,591	0,586	0,141	0,767
22	-0,216	0,255	0,795	0,080	0,750
31	0,384	0,344	0,793	0,021	0,895
41	0,033	0,251	0,887	0,136	0,869
51	0,565	0,226	0,713	0,054	0,882
61	0,243	0,256	0,616	0,210	0,548
71	0,375	0,135	0,720	0,190	0,713
81	0,209	0,185	0,763	0,188	0,695
91	0,818	0,121	0,431	0,022	0,870
101	0,511	0,220	0,543	0,363	0,736
111	0,839	0,242	0,292	0,314	0,946
121	0,919	0,236	0,245	0,102	0,971
131	0,829	0,300	0,158	0,360	0,932
141	0,747	0,052	0,024	0,139	0,581
151	0,924	0,234	0,207	0,161	0,977
161	0,864	0,348	0,181	0,263	0,970
171	0,899	0,248	0,178	0,255	0,966
181	0,907	0,310	0,190	0,150	0,977
191	0,915	0,222	0,201	0,207	0,970
201	0,906	0,246	0,251	0,186	0,979
211	0,898	0,287	0,210	0,174	0,963
231	0,834	0,347	0,150	0,347	0,959
241	0,893	0,214	0,165	0,336	0,983
251	0,887	0,282	0,198	0,269	0,978
261	0,912	0,247	0,146	0,250	0,977
271	0,785	0,304	0,173	0,416	0,912
278	0,798	0,342	0,087	0,436	0,951
281	0,793	0,402	0,048	0,378	0,936
291	0,897	0,216	0,166	0,248	0,940
301	0,654	0,376	0,026	0,610	0,942
311	0,445	0,227	0,147	0,342	0,388
321	0,869	0,430	0,184	0,116	0,987
331	0,859	0,318	0,185	0,254	0,938
341	0,879	0,231	0,140	0,349	0,967
351	0,681	0,473	-0,028	0,510	0,948
361	0,855	0,421	0,147	0,236	0,986
371	0,702	0,300	0,054	0,570	0,911
381	0,869	0,249	0,182	0,303	0,942
391	0,872	0,236	0,273	0,265	0,961
401	0,766	0,478	0,127	0,366	0,965

Fortsetzung Tabelle 4b					
Kerntiefe* (cm)	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4	Kommunalität
411	0,752	0,580	0,115	0,196	0,954
421	0,840	0,453	0,104	0,190	0,958
431	0,892	0,357	0,141	0,157	0,968
441	0,796	0,282	0,044	0,478	0,944
451	0,827	0,303	0,085	0,390	0,935
461	0,649	0,453	0,017	0,520	0,897
471	0,695	0,227	-0,024	0,540	0,827
481	0,247	0,181	0,146	0,652	0,540
491	0,917	0,257	0,160	0,231	0,986
501	0,817	0,186	0,035	0,482	0,936
511	0,825	0,060	0,143	0,504	0,959
521	0,932	0,118	0,236	0,216	0,985
531	0,888	0,077	0,319	0,245	0,956
541	0,452	-0,047	-0,090	-0,103	0,225
551	0,936	0,222	0,188	0,043	0,963
561	0,494	0,104	0,030	0,832	0,948
571	0,885	0,172	0,137	0,360	0,961
581	0,909	0,118	0,164	0,324	0,972
591	0,754	0,102	0,094	0,589	0,935
601	0,881	0,157	0,169	0,360	0,959
611	0,884	0,097	0,184	0,369	0,961
621	0,818	0,082	0,172	0,492	0,947
631	0,835	0,168	0,184	0,232	0,813
641	0,886	0,309	0,165	0,268	0,980
651	0,796	0,247	0,126	0,497	0,958
661	0,742	0,331	0,127	0,439	0,869
671	0,663	0,151	0,069	0,687	0,939
681	0,800	0,268	0,130	0,390	0,881
691	0,657	0,221	0,082	0,664	0,928
701	0,634	0,010	0,121	0,548	0,717
711	0,770	0,123	0,166	0,126	0,651
721	0,823	0,226	0,162	0,108	0,766
731	0,830	0,432	0,180	0,230	0,961
741	0,816	0,454	0,164	0,269	0,971
751	0,648	0,577	0,079	0,434	0,947
761	0,651	0,566	0,076	0,448	0,951
771	0,663	0,511	0,074	0,497	0,953
781	0,677	0,569	0,111	0,398	0,953
791	0,741	0,372	0,106	0,513	0,962
801	0,763	0,375	0,339	0,334	0,949
811	0,616	0,587	0,222	0,376	0,915
821	0,540	0,396	0,342	0,521	0,837
831	0,656	0,511	0,450	0,153	0,917
841	0,709	0,566	0,231	0,281	0,955
851	0,833	0,359	0,283	0,177	0,934
861	0,852	0,376	0,311	0,029	0,965
871	0,788	0,354	0,422	0,036	0,926



Fortsetzung Tabelle 4b					
Kerntiefe* (cm)	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4	Kommunalität
881	0,866	0,225	0,413	-0,049	0,974
891	0,767	0,400	0,470	-0,017	0,969
901	0,911	0,186	0,308	-0,125	0,975
911	0,843	0,435	0,286	0,017	0,982
921	0,821	0,493	0,173	0,135	0,965
931	0,626	0,646	0,188	0,323	0,949
941	0,180	0,864	0,210	0,288	0,906
951	0,121	0,902	0,226	0,161	0,905
961	0,046	0,794	0,379	0,222	0,825
971	0,275	0,912	0,178	0,120	0,953
981	0,640	0,724	0,193	0,060	0,975
991	0,350	0,898	0,107	0,111	0,953
1001	0,244	0,934	0,017	0,184	0,966
1011	0,320	0,902	0,161	0,181	0,975
1021	0,424	0,849	0,134	0,177	0,950
1031	0,559	0,738	0,223	0,149	0,929
1041	0,631	0,692	0,275	0,106	0,964
1051	0,717	0,540	0,188	0,306	0,935
1061	0,409	0,432	0,146	0,736	0,917
1071	0,023	0,864	0,191	0,377	0,926
1081	-0,009	0,928	0,171	0,128	0,907
1091	0,112	0,788	0,428	0,070	0,822
1101	0,181	0,853	0,235	0,181	0,848
1111	0,122	0,558	0,150	0,607	0,717
1121	0,323	0,635	0,270	0,104	0,591
1131	0,369	0,613	0,302	0,029	0,604
1141	0,514	0,487	0,426	0,085	0,690
1151	0,057	0,231	0,197	0,665	0,538
1161	0,220	0,488	0,278	0,546	0,662

Tabelle 4c: Faktorwerte-Matrix des Kerns PS2498-1/2.

Arten	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4
	Faktorwerte			
<i>Astrononion echolsi</i>	-0,418	-0,794	1,908	-0,051
<i>Bolivina pseudopunctata</i>	-0,045	-0,356	-0,450	-0,253
<i>Bulimina exilis</i>	0,025	-0,318	-0,619	-0,407
<i>Bulimina</i> spp.	-0,043	-0,361	-0,519	-0,350
<i>Cassidulina</i> spp.	-0,062	-0,331	-0,505	-0,375
<i>Cassidulinoidea</i> spp.	-0,034	-0,350	-0,533	-0,288
<i>Chilostomella oolina</i>	-0,241	-0,562	0,163	0,088
<i>Cibicidoides kullenbergi</i>	-0,127	-0,140	-0,484	-0,379
<i>Cibicidoides robertsonianus</i>	-0,185	-0,254	-0,104	-0,378
<i>Cibicidoides</i> spp.	-0,035	-0,161	0,289	0,090
<i>Dentalina</i> spp.	-0,081	-0,310	-0,448	-0,309
<i>Discorbinella bertheloti</i>	-0,168	-0,005	-0,417	-0,387
<i>Eggerella bradyi</i>	-1,014	-0,014	<b>3,686</b>	0,248
<i>Ehrenbergina trigona</i>	-0,172	-0,334	-0,098	-0,330
<i>Epistominella exigua</i>	<b>7,402</b>	0,433	2,268	-1,201
<i>Eponides pusillus</i>	1,140	-0,563	-1,262	-0,533
<i>Fissurina</i> spp.	-0,511	1,271	1,742	1,004
<i>Fontbothia</i> (cf.) <i>wuellerstorfi</i>	-0,516	0,534	1,294	-0,226
<i>Francesita advena</i>	-0,209	-0,255	-0,024	-0,316
<i>Fursenkoina bradyi</i>	-0,105	-0,355	-0,362	-0,205
<i>Fursenkoina loeblichii</i>	0,231	-0,419	-0,809	-0,310
<i>Fursenkoina</i> spp.	-0,012	-0,210	-0,559	-0,326
<i>Globobulimina auriculata</i>	0,307	-0,643	-0,639	0,407
<i>Globobulimina pacifica</i>	0,037	-0,486	-0,510	-0,042
<i>Globocassidulina crassa</i>	0,084	-0,345	-0,590	-0,298
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	-0,415	1,938	-0,178	-0,779
<i>Gyrodinoides polius</i>	-0,540	-0,010	0,995	0,028
<i>Gyrodinoides soldanii</i>	-0,258	-0,344	0,603	-0,189
<i>Gyrodinoides</i> spp.	-0,074	-0,364	-0,481	-0,346
<i>Gyrodinoides umbonatus</i>	-0,249	-0,408	0,597	-0,233
<i>Gyroidina</i> spp.	-0,401	-0,021	0,151	-0,038
<i>Haplophragmoides</i> spp..	-0,062	-0,337	-0,511	-0,396
<i>Karreriella bradyi</i>	-0,140	-0,316	-0,332	-0,302
<i>Lagena</i> spp.	0,035	-0,112	0,069	-0,020
<i>Lagenammia difflugiformis</i>	-0,072	-0,312	-0,477	-0,414
<i>Lenticulina</i> spp.	-0,079	-0,215	-0,490	-0,351
<i>Marginulina obesa</i>	-0,066	-0,329	-0,507	-0,396
<i>Martinottiella</i> spp.	-0,179	-0,175	-0,180	-0,175
<i>Melonis barleeaanum</i>	-0,161	-0,187	-0,413	-0,040
<i>Melonis pompilioides</i>	0,641	-0,152	-1,197	2,367
<i>Melonis zaandamae</i>	1,166	-0,487	-0,817	<b>6,872</b>
<i>Nonionella iridea</i>	0,437	-0,993	-0,266	0,539
<i>Nonionella</i> sp	-0,054	-0,318	-0,560	-0,288
<i>Nuttalides umbonifer</i>	-0,137	-0,094	-0,253	-0,369
<i>Oolina</i> spp.	-0,029	-0,178	-0,153	-0,075
<i>Oridorsalis umbonatus</i>	0,121	<b>6,848</b>	-1,799	-0,080

Fortsetzung Tabelle 4c				
Arten	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4
<i>Parafissurina</i> spp.	-0,109	-0,375	-0,364	-0,246
<i>Pullenia bulloides</i>	-0,436	1,545	1,595	1,621
<i>Pullenia salisburyi</i>	-0,472	0,277	0,606	0,042
<i>Pullenia subcarinata</i>	0,070	1,045	-0,008	0,282
<i>Pyrgo</i> spp.	-0,372	-0,020	0,374	0,480
<i>Pyrulina</i> spp.	-0,082	-0,326	-0,369	-0,327
<i>Quinqueloculina oblonga</i>	-0,271	-0,201	-0,058	-0,132
<i>Quinqueloculina venusta</i>	-0,143	-0,099	-0,227	-0,420
<i>Rhabdamina</i> spp.	-0,064	-0,331	-0,524	-0,392
<i>Rhizammina</i> spp.	-0,068	-0,196	-0,500	-0,268
<i>Siphotextularia catenata</i>	-0,353	0,983	0,430	-0,247
<i>Sphaeroidina bulloideina</i>	-0,316	-0,095	0,276	-0,248
<i>Spiroloculina</i> spp.	-0,169	0,001	-0,447	-0,188
<i>Textularia</i> spp.	-0,277	-0,290	0,093	-0,158
<i>Triloculina tricarinata</i>	0,247	-0,331	-0,646	0,466
<i>Usbekistania charoides</i>	-0,062	-0,339	-0,518	-0,393
<i>Uvigerina auberiana</i>	-0,088	-0,084	-0,581	-0,446
<i>Uvigerina hispida</i>	-0,507	0,397	0,621	0,007
<i>Uvigerina peregrina</i>	-1,261	0,332	<b>4,025</b>	0,379

Tabelle 5a: Gezählte Individuen, BFZ, BFAR, Artenzahl, Diversität und Äquität des Kerns PS2499-5/1.

Kerntiefe* (cm)	Gezählte Individuen	BFZ (n/g)	BFAR (n/ka*cm <sup>2</sup> )	Artenzahl S	Diversität H(S)	Äquität E
2,5	12920,00	187,25	454,79	47	2,80	0,35
7,5	9239,00	109,60	266,19	48	2,89	0,37
14,5	14084,00	155,45	377,57	47	2,95	0,40
17	765,00	487,88	1335,08	41	3,07	0,52
27	942,67	146,04	397,26	42	3,12	0,54
37	485,00	114,44	264,52	32	2,70	0,47
47	364,00	140,98	6194,61	31	2,40	0,35
57	180,50	85,46	3405,29	32	2,57	0,41
917	156,50	37,38	1308,36	17	2,16	0,51
937	173,00	34,61	233,56	21	2,11	0,39
957	226,50	38,96	260,42	19	2,01	0,39
977	445,50	106,22	675,94	26	1,92	0,26
997	501,00	101,33	877,15	29	2,03	0,26
1017	239,50	40,93	312,22	29	2,51	0,43
1037	348,00	137,82	983,32	28	2,41	0,40
1057	665,50	115,26	985,32	25	2,09	0,32
1077	386,00	116,65	972,24	19	1,62	0,27
1097	143,50	65,86	586,98	21	2,32	0,48
1117	366,50	123,90	1000,81	23	2,03	0,33
1137	453,00	180,62	1505,41	29	2,31	0,35
1157	177,00	70,49	566,36	25	2,47	0,47
1177	345,50	156,41	1075,70	26	2,46	0,45
1377	356,50	87,36	427,27	27	1,97	0,27
1387	539,00	78,06	486,88	29	2,93	0,64
1397	343,50	73,82	498,00	30	2,36	0,35
1407	1398,67	227,91	282,63	35	2,15	0,25
1417	506,50	80,45	93,22	43	2,79	0,38
1427	510,50	93,50	92,08	34	2,62	0,40
1447	550,00	98,23	118,49	37	2,79	0,44
1457	242,50	61,88	53,53	33	2,93	0,57
1467	446,00	84,31	83,41	39	3,02	0,52
1477	562,40	117,51	119,71	35	2,80	0,47
1487	1865,60	260,38	341,13	40	2,86	0,44
1497	754,00	115,54	190,52	38	2,94	0,50
1507	244,00	52,83	60,02	37	3,11	0,60
1517	128,00	23,98	48,54	26	2,85	0,66

Tabelle 5b: Faktorladungs-Matrix des Kerns PS2499-5/1.

Kerntiefe* (cm)	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4	Kommunalität
	<i>Epistominella exigua</i>	<i>Melonis pompilioides</i>	<i>Oridorsalis umbonatus</i>	<i>Melonis zaandamae</i>	
	Faktorladungen				
2,5	0,573	0,174	0,773	0,101	0,966
7,5	0,604	0,122	0,676	0,310	0,933
14,5	0,616	0,127	0,721	0,175	0,946
17	0,321	0,212	0,877	0,182	0,950
27	0,303	0,208	0,787	0,242	0,813
37	0,770	-0,009	0,569	0,070	0,922
47	0,864	0,038	0,401	0,107	0,920
57	0,880	0,150	0,188	-0,069	0,837
917	0,839	0,158	0,190	0,396	0,922
937	0,885	0,063	0,250	0,335	0,962
957	0,730	0,235	0,111	0,615	0,979
977	0,916	0,042	0,250	0,298	0,992
997	0,882	0,071	0,225	0,391	0,986
1017	0,419	0,386	0,106	0,790	0,960
1037	0,607	0,311	0,117	0,707	0,979
1057	0,905	0,095	0,258	0,306	0,988
1077	0,891	0,058	0,244	0,364	0,989
1097	0,786	0,256	0,137	0,507	0,959
1117	0,951	0,082	0,252	0,128	0,991
1137	0,950	0,064	0,275	0,099	0,992
1157	0,950	0,164	0,168	0,066	0,962
1177	0,891	0,225	0,223	0,000	0,894
1377	0,947	0,035	0,227	0,170	0,978
1387	0,203	0,852	0,163	0,125	0,809
1397	0,914	0,140	0,315	-0,001	0,954
1407	0,819	0,125	0,523	-0,084	0,967
1417	0,415	0,513	0,663	-0,086	0,882
1427	0,819	0,332	0,368	0,168	0,945
1447	0,180	0,670	0,632	-0,183	0,914
1457	0,080	0,866	0,067	-0,048	0,763
1467	-0,053	0,884	0,319	0,152	0,909
1477	0,103	0,739	0,382	0,477	0,930
1487	0,169	0,484	0,784	-0,013	0,878
1497	0,624	0,217	0,631	-0,031	0,836
1507	0,181	0,829	0,059	0,080	0,730
1517	0,002	0,804	0,132	0,351	0,787

Tabelle 5c: Faktorwerte-Matrix des Kerns PS2499-5/1.

Arten	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4
	Faktorwerte			
<i>Astrononion echolsi</i>	-0,585	-1,160	1,285	0,413
<i>Bolivina pacifica</i>	-0,112	-0,546	-0,408	-0,033
<i>Cassidulinoides bradyi</i>	-0,165	-0,534	-0,416	-0,034
<i>Cibicidoides kullenbergi</i>	-0,097	-0,547	-0,488	-0,153
<i>Cibicidoides</i> spp.	-0,039	-0,593	-0,391	0,077
<i>Cribrostomoides subglobosus</i>	-0,199	-0,638	-0,327	-0,064
<i>Discorbinella bertheloti</i>	-0,208	-0,458	-0,273	-0,065
<i>Eggerella bradyi</i>	-0,493	-0,275	1,116	0,016
<i>Ehrenbergina trigona</i>	-0,312	-0,698	0,080	0,027
<i>Epistominella exigua</i>	<b>6,217</b>	-1,076	1,904	0,145
<i>Eponidus pusillus</i>	-0,104	-0,376	-0,523	-0,015
<i>Fissurina</i> spp.	0,046	0,798	0,020	0,082
<i>Fontbotia wuellerstorfi</i>	-0,202	-0,371	-0,080	-0,252
<i>Fontbotia cf. wuellerstorfi</i>	-0,242	0,081	0,031	0,165
<i>Fursenkoina bradyi</i>	-0,225	-0,561	-0,354	0,052
<i>Fursenkoina</i> spp.	-0,157	-0,455	-0,402	-0,149
<i>Globobulimina</i> spp.	-0,053	-0,575	-0,491	-0,153
<i>Globocassidulina crassa</i>	0,291	-0,072	-0,756	-0,058
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	-0,533	1,118	1,920	-0,819
<i>Gyroidinoides soldanii</i>	-0,232	-0,433	0,433	-0,264
<i>Gyroidinoides polius</i>	-0,435	-0,660	0,624	0,037
<i>Gyroidinoides umbonatus</i>	-0,584	-0,857	1,049	0,384
<i>Karrerella bradyi</i>	-0,264	-0,684	-0,112	-0,046
<i>Lagena</i> spp.	0,033	0,413	-0,488	0,067
<i>Marginulina obesa</i>	-0,215	-0,650	-0,273	-0,069
<i>Martinotiella communis</i>	-0,218	-0,443	-0,108	-0,056
<i>Melonis pompilioides</i>	0,811	<b>3,418</b>	-1,837	-0,991
<i>Melonis zaandamae</i>	0,158	1,717	-0,089	<b>6,048</b>
<i>Nonionella iridea</i>	1,117	0,994	-1,528	-1,680
<i>Nuttallides umbonifer</i>	-0,193	-0,287	-0,272	-0,259
<i>Oridorsalis umbonatus</i>	-0,937	2,857	<b>4,239</b>	-1,007
<i>Parafissurina</i> spp.	-0,279	-0,475	0,074	-0,067
<i>Pullenia bulloides</i>	0,123	1,535	0,205	-0,341
<i>Pullenia salisburyi</i>	0,009	0,965	0,040	-0,626
<i>Pullenia subcarinata</i>	0,423	1,854	-1,303	0,483
<i>Pyrgo</i> spp.	-0,177	0,209	0,131	-0,580
<i>Quinqueloculina oblonga</i>	-0,242	-0,652	-0,201	-0,060
<i>Quinqueloculina venusta</i>	-0,169	-0,342	-0,277	-0,292
<i>Rhabdamina</i> spp.	-0,200	-0,636	-0,263	-0,073
<i>Saccamina</i> spp.	-0,172	-0,588	-0,437	-0,051
<i>Siphotextularia catenata</i>	0,149	0,915	-0,522	-0,349
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	-0,226	-0,545	-0,304	-0,024
<i>Spiroloculina pusilla</i>	-0,283	-0,360	-0,151	-0,031
<i>Stainfortia</i> spp.	-0,088	-0,238	-0,764	0,606
<i>Triloculina tricarinata</i>	0,124	0,648	-0,955	-0,509
<i>Uvigerina peregrina</i>	-0,860	-0,738	1,641	0,569

Tabelle 6a: Gezählte Individuen, BFZ, BFAR, Artenzahl, Diversität und Äquität des Kerns PS2564-3/2.

Kerntiefe* (cm)	Gezählte Individuen	BFZ' (n/g)	BFAR' (n/ka*cm <sup>2</sup> )	Artenzahl S	Diversität H(S)	Äquität E
0,5	7149,33	75,06	258,85	50	3,29	0,54
1,5	7297,00	70,00	241,39	67	3,40	0,45
2,5	5336,00	53,09	183,11	65	3,34	0,44
3,5	5841,00	63,32	218,36	63	3,13	0,36
4,5	3148,00	26,91	92,79	60	3,27	0,44
7,5	8672,00	91,77	316,47	44	2,98	0,45
10	1340,00	193,92	668,77	47	3,20	0,52
10,5	8576,00	89,33	308,08	44	2,93	0,42
20	1820,00	239,79	815,93	46	3,20	0,53
30	1546,67	216,32	755,95	42	3,06	0,51
40	3064,00	389,82	1344,37	39	2,95	0,49
50	3192,00	922,54	1168,42	40	2,76	0,39
60	3192,00	1520,00	1735,76	37	2,59	0,36
70	3578,00	2081,44	2117,59	33	2,41	0,34
80	2904,00	1420,05	1394,52	34	2,60	0,40
92	2392,00	1300,71	1205,03	29	2,56	0,45
100	5168,00	1744,77	1939,70	33	2,57	0,40
110	3801,60	1838,30	1805,26	27	2,54	0,47
120	6453,33	1586,37	1704,82	33	2,70	0,45
130	3155,20	1021,43	1040,92	27	2,65	0,52
140	5333,33	1128,51	3261,85	32	2,57	0,41
150	4754,29	1163,84	3862,33	31	2,56	0,42
160	2100,80	1120,43	2878,65	29	2,37	0,37
170	4192,00	1589,08	4422,97	27	2,33	0,38
180	3494,40	708,37	2388,73	29	2,48	0,41
190	2762,67	616,67	2310,54	31	2,68	0,47
200	2136,00	409,20	935,19	33	2,60	0,41
210	1840,00	314,10	727,18	35	2,85	0,49
220	2432,00	402,65	944,13	38	2,83	0,45
230	3232,00	536,52	1114,72	37	2,82	0,45
240	2003,20	318,73	756,81	38	2,74	0,41
250	2669,71	350,54	811,54	37	2,88	0,48
260	1984,00	296,47	598,38	32	2,83	0,53
270	2132,00	497,90	901,47	35	2,98	0,56
280	2729,14	287,58	606,04	36	3,10	0,62
290	1644,80	218,40	512,11	41	3,14	0,56
300	382,86	63,13	224,84	36	2,95	0,53
310	1380,57	225,66	443,69	39	3,02	0,53
320	2244,00	440,69	736,09	43	3,20	0,57
330	1774,55	760,95	1097,70	36	2,82	0,47
340	1514,67	849,98	1269,14	37	2,78	0,44
350	1501,71	831,51	1031,13	27	2,23	0,34
360	912,00	705,34	981,77	32	2,45	0,36
370	1153,60	609,73	833,25	31	2,37	0,35
380	421,09	337,95	444,74	30	2,49	0,40
390	620,00	351,27	690,85	29	2,25	0,33

Fortsetzung Tabelle 6a						
Kerntiefe* (cm)	Gezählte Individuen	BFZ' (n/g)	BFAR' (n/ka*cm <sup>2</sup> )	Artenzahl S	Diversität H(S)	Äquität E
400	1782,67	611,76	1112,33	31	2,54	0,41
410	1621,33	895,27	1860,38	27	2,37	0,40
420	1544,00	1290,97	2347,31	27	2,29	0,37
430	3264,00	790,12	1788,48	34	2,63	0,41
440	1776,00	282,44	649,80	39	3,00	0,52
450	2080,00	256,16	636,86	37	2,98	0,53
460	1088,00	184,06	423,47	38	3,03	0,54
470	1354,67	306,21	647,67	38	2,93	0,49
480	2049,78	406,70	935,68	34	2,79	0,48
490	2274,00	879,01	1826,59	30	2,40	0,37
500	3664,00	1082,74	2330,30	34	2,55	0,38
510	1671,11	210,49	562,38	33	2,99	0,60
520	2244,00	278,03	732,51	40	3,02	0,51
530	1603,20	290,33	700,27	33	2,97	0,59
540	2730,67	514,83	1279,97	31	2,43	0,37
550	2540,00	884,09	1316,43	30	2,43	0,38
560	3029,33	1126,15	1676,85	25	2,28	0,39
570	1730,67	661,57	816,21	28	2,31	0,36
580	547,56	282,68	318,69	29	2,57	0,45
590	374,67	270,13	333,27	24	2,53	0,52
600	5616,00	656,84	978,05	45	2,51	0,27
610	20064,00	1510,84	2153,25	38	2,33	0,27
620	22624,00	1279,64	2014,28	34	2,22	0,27
630	7552,00	448,72	715,88	38	2,48	0,31
640	15744,00	526,56	1064,06	33	2,36	0,32
650	7392,00	1695,41	2416,30	30	2,39	0,36
660	5152,00	651,33	1206,80	32	2,81	0,52
670	2984,00	292,55	542,04	44	2,84	0,39
680	2954,67	319,42	583,73	35	2,76	0,45
690	2152,00	300,98	527,11	35	2,81	0,47
700	2108,00	262,19	465,83	37	2,89	0,49
710	2128,00	287,18	856,56	41	3,00	0,49
720	1716,00	564,47	1707,35	39	2,48	0,31
730	3368,00	1421,10	3462,57	32	2,26	0,30
740	4040,00	2207,65	5471,79	31	2,15	0,28
750	5552,00	2582,33	6400,44	38	2,51	0,32
760	4120,00	2802,72	7535,41	32	2,35	0,33
770	5152,00	2137,76	5927,20	30	2,58	0,44
780	4648,00	2359,39	6145,24	37	2,63	0,37
790	6672,00	2596,11	7852,40	32	2,68	0,46
800	5432,00	2034,46	5469,85	39	2,73	0,39
810	3829,33	1329,63	3682,90	35	2,66	0,41
820	2672,00	1064,54	2910,35	36	2,82	0,47
830	2208,00	935,59	2726,09	37	2,80	0,44
840	1508,00	1117,04	3053,86	34	2,79	0,48
850	1060,00	616,28	1928,70	31	2,66	0,46



Fortsetzung Tabelle 6a						
Kerntiefe* (cm)	Gezählte Individuen	BFZ' (n/g)	BFAR' (n/ka*cm <sup>2</sup> )	Artenzahl S	Diversität H(S)	Äquität E
860	712,00	269,70	844,04	33	2,77	0,48
870	2896,00	740,66	2078,19	38	2,89	0,47
880	478,40	198,51	614,10	33	2,98	0,60
888	484,80	160,00	529,51	35	3,10	0,63
900	410,67	161,05	509,80	30	2,91	0,61
911	534,00	200,00	625,92	33	3,04	0,63
921	584,00	176,97	598,41	42	3,13	0,54
930	586,00	176,51	584,14	38	3,05	0,56
940	636,00	157,04	531,00	34	2,88	0,52
950	717,33	193,87	676,49	37	2,87	0,48
960	746,67	140,88	481,44	36	2,95	0,53
970	1797,33	175,35	592,93	38	3,11	0,59
980	1434,67	166,43	329,17	36	3,14	0,64
990	2528,00	335,28	640,75	45	3,24	0,57
1000	3768,00	1073,50	1646,04	32	2,70	0,46

Tabelle 6b: Faktorladungs-Matrix des Kerns PS2564-3/2.

Kerntiefe* (cm)	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4	Kommunalität
	<i>Oridorsalis umbonatus</i>	<i>Melonis zaandamae</i>	<i>Epistominella exigua</i>	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	
	Faktorladungen				
0,5	0,504	0,237	0,763	0,093	0,901
1,5	0,592	0,286	0,655	0,103	0,872
2,5	0,457	0,182	0,804	0,030	0,889
3,5	0,386	0,163	0,878	0,024	0,947
4,5	-0,082	-0,088	0,721	0,242	0,593
7,5	0,460	0,072	0,833	0,047	0,913
10	0,665	0,293	0,582	0,273	0,941
10,5	0,440	0,060	0,851	0,121	0,936
20	0,557	0,396	0,584	0,301	0,899
30	0,182	0,192	0,857	0,222	0,854
40	0,163	0,471	0,810	0,195	0,943
50	0,185	0,838	0,457	0,143	0,966
60	0,248	0,885	0,315	0,115	0,957
70	0,138	0,929	0,243	0,137	0,960
80	0,172	0,864	0,400	0,150	0,959
92	0,203	0,649	0,682	0,237	0,984
100	0,170	0,573	0,731	0,300	0,982
110	0,247	0,588	0,710	0,248	0,972
120	0,291	0,433	0,738	0,379	0,960
130	0,229	0,497	0,767	0,273	0,962
140	0,052	0,345	0,825	0,420	0,979
150	0,077	0,393	0,843	0,285	0,952
160	0,184	0,652	0,712	0,065	0,970
170	0,285	0,633	0,695	0,135	0,983
180	0,117	0,393	0,857	0,260	0,970
190	0,398	0,310	0,735	0,354	0,920
200	0,253	0,115	0,874	0,365	0,974
210	0,228	0,182	0,871	0,326	0,950
220	0,149	0,276	0,878	0,328	0,977
230	0,203	0,326	0,877	0,250	0,979
240	0,114	0,183	0,694	0,643	0,942
250	0,339	0,302	0,654	0,550	0,936
260	0,825	0,386	0,126	0,215	0,892
270	0,384	0,629	0,262	0,450	0,814
280	0,116	0,405	0,596	0,432	0,719
290	0,240	0,120	0,730	0,549	0,906
300	0,394	0,160	0,649	0,588	0,948
310	0,409	0,483	0,557	0,473	0,935
320	0,450	0,550	0,522	0,357	0,905
330	0,223	0,899	0,126	0,263	0,943
340	-0,029	0,947	0,113	0,109	0,922
350	-0,006	0,981	0,053	-0,013	0,965
360	0,000	0,972	0,101	0,050	0,957

Fortsetzung Tabelle 6b					
Kerntiefe* (cm)	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4	Kommunalität
370	0,009	0,969	0,155	-0,023	0,964
380	-0,034	0,955	0,208	0,061	0,960
390	-0,032	0,947	0,236	0,020	0,954
400	0,109	0,884	0,391	0,185	0,980
410	0,172	0,854	0,467	0,070	0,982
420	0,235	0,935	0,197	0,130	0,985
430	0,414	0,527	0,704	0,178	0,976
440	0,463	0,484	0,335	0,624	0,950
450	0,356	0,309	0,263	0,794	0,922
460	0,363	0,448	0,216	0,740	0,927
470	0,189	0,596	0,594	0,431	0,930
480	-0,045	0,558	0,654	0,483	0,974
490	0,042	0,781	0,580	0,158	0,973
500	0,059	0,435	0,865	0,183	0,974
510	0,177	0,231	0,745	0,513	0,903
520	0,250	0,638	0,530	0,437	0,941
530	0,418	0,561	0,544	0,395	0,941
540	0,506	0,403	0,705	0,184	0,949
550	0,464	0,621	0,577	0,174	0,964
560	0,329	0,867	0,274	0,154	0,959
570	0,363	0,760	0,465	0,127	0,942
580	0,432	0,667	0,434	0,294	0,906
590	0,266	0,776	0,245	0,335	0,845
600	-0,138	0,148	0,221	0,920	0,936
610	-0,206	0,145	0,240	0,905	0,940
620	-0,170	0,200	0,139	0,925	0,944
630	-0,168	0,122	0,103	0,943	0,943
640	-0,009	0,180	0,121	0,933	0,918
650	0,077	0,399	0,863	0,238	0,967
660	0,186	0,438	0,708	0,494	0,972
670	0,049	0,295	0,790	0,499	0,963
680	0,124	0,297	0,694	0,615	0,963
690	0,205	0,226	0,564	0,733	0,948
700	0,429	0,265	0,672	0,463	0,920
710	0,555	0,467	0,574	0,305	0,949
720	0,222	0,373	0,861	0,176	0,961
730	0,022	0,341	0,917	0,143	0,978
740	0,056	0,276	0,937	0,096	0,966
750	0,115	0,300	0,912	0,143	0,955
760	0,136	0,366	0,881	0,139	0,948
770	0,206	0,749	0,308	0,419	0,874
780	0,401	0,625	0,299	0,486	0,877
790	0,482	0,328	0,429	0,610	0,896
800	0,473	0,437	0,391	0,576	0,899
810	0,611	0,465	0,414	0,417	0,935
820	0,485	0,366	0,660	0,397	0,962

Fortsetzung Tabelle 6b					
Kerntiefe* (cm)	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4	Kommunalität
830	0,482	0,423	0,650	0,374	0,974
840	0,277	0,680	0,557	0,310	0,945
850	0,294	0,178	0,719	0,557	0,945
860	0,349	0,168	0,542	0,696	0,928
870	0,447	0,445	0,477	0,568	0,948
880	0,457	0,083	0,471	0,695	0,921
888	0,349	0,058	0,345	0,736	0,786
900	0,578	0,046	0,341	0,620	0,837
911	0,675	0,023	0,229	0,572	0,836
921	0,334	0,079	0,231	0,842	0,880
930	0,400	0,022	0,106	0,675	0,627
940	0,432	0,016	0,085	0,839	0,898
950	0,557	0,057	0,157	0,760	0,916
960	0,324	0,073	0,101	0,830	0,809
970	0,290	0,066	0,291	0,742	0,724
980	0,597	0,168	0,365	0,493	0,761
990	0,632	0,296	0,400	0,421	0,824
1000	-0,081	0,515	0,709	0,363	0,906

Tabelle 6c: Faktorwerte-Matrix des Kerns PS2564-3/2.

Arten	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4
	Faktorwerte			
<i>Adercotryma glomerata</i>	-0,168	-0,211	-0,145	-0,396
<i>Astrononion echolsi</i>	0,185	-0,355	-0,154	-0,072
<i>Bolivina thalmani</i>	-0,190	-0,226	-0,125	-0,393
<i>Bulimina alazanensis</i>	-0,234	-0,211	-0,186	-0,245
<i>Cassidulina laevigata</i>	-0,275	-0,187	-0,194	-0,266
<i>Cassidulina teretis</i>	-0,151	-0,219	-0,144	-0,331
<i>Chilostomella oolina</i>	-0,323	-0,119	-0,203	-0,304
<i>Cibicoides kulenbergi</i>	0,668	-0,533	-0,541	0,664
<i>Cibicoides robertsonianus</i>	0,298	-0,378	-0,321	0,300
<i>Cibicoides</i> spp.	0,004	-0,130	-0,331	0,526
<i>Cribrostomoides subglobosum</i>	-0,262	-0,239	-0,095	-0,365
<i>Discorbinella berthelothi</i>	-0,199	-0,133	-0,134	-0,143
<i>Eggerella bradyi</i>	1,970	-0,850	-0,366	1,514
<i>Ehrenbergina trigona</i>	-0,355	-0,114	0,012	-0,073
<i>Epistominella exigua</i>	-0,185	-0,536	<b>8,393</b>	-0,665
<i>Eponides pussilum</i>	-0,432	0,267	0,068	-0,126
<i>Eponides tumidulus</i>	-0,283	-0,181	-0,177	-0,288
<i>Fissurina</i> spp.	0,635	0,152	0,183	0,040
<i>Fontbotia cf. wuellerstorfi</i>	0,195	-0,420	-0,128	0,072
<i>Fontbotia wuellerstorfi</i>	0,248	-0,321	-0,124	-0,085
<i>Fursenkoina bradyi</i>	-0,288	-0,089	-0,166	-0,292
<i>Fursenkoina earlandi</i>	-0,273	-0,064	-0,061	-0,311
<i>Fursenkoina</i> spp.	-0,268	-0,134	-0,180	-0,290
<i>Globobulimina</i> spp.	-0,300	-0,149	-0,201	-0,320
<i>Globocassidulina rossensis</i>	-0,483	-0,026	-0,092	-0,099
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	-2,940	0,016	0,688	<b>7,632</b>
<i>Gyroidina</i> spp.	-0,200	-0,179	-0,148	-0,346
<i>Gyroidinoides lamarkiana</i>	-0,166	-0,212	-0,161	-0,314
<i>Gyroidinoides polius</i>	0,851	-0,262	-0,177	0,406
<i>Gyroidinoides cf. soldanii</i>	-0,275	-0,127	-0,222	-0,311
<i>Gyroidinoides soldanii</i>	0,558	0,001	-0,314	0,310
<i>Gyroidinoides umbonatus</i>	0,164	0,784	-0,052	-0,022
<i>Hormosinella distans</i>	-0,283	-0,202	-0,150	-0,339
<i>laonella tumidula</i>	-0,269	-0,185	-0,184	-0,331
<i>Karrerriella bradyi</i>	-0,133	-0,187	-0,243	-0,170
<i>Lagena</i> spp.	-0,129	0,463	-0,033	-0,224
<i>Laticarinina pauperata</i>	-0,334	-0,178	-0,202	-0,234
<i>Lenticulina</i> spp.	-0,306	-0,172	-0,158	-0,209
<i>Marsipella cylindrica</i>	-0,225	-0,191	-0,171	-0,359
<i>Martinotiella communis</i>	-0,331	-0,180	0,024	-0,283
<i>Melonis barleeaanum</i>	-0,436	-0,117	-0,083	-0,311
<i>Melonis pompilioides</i>	-0,638	1,259	0,129	-0,006
<i>Melonis zaandamae</i>	-0,379	<b>8,149</b>	0,244	-0,298
<i>Nodosaria</i> spp.	-0,294	-0,104	-0,256	-0,259
<i>Nonionella iridea</i>	-0,391	0,203	-0,121	-0,288
<i>Nuttalides umbonifer</i>	-0,179	-0,190	-0,184	-0,224

Fortsetzung Tabelle 6c				
Arten	Q-PC1	Q-PC2	Q-PC3	Q-PC4
<i>Oridorsalis cf. umbonatus</i>	-0,022	-0,110	-0,316	-0,085
<i>Oridorsalis umbonatus</i>	<b>7,203</b>	0,554	0,579	1,618
<i>Parafissurina</i> spp.	-0,053	-0,116	-0,190	-0,123
<i>Psammosphaera fusca</i>	-0,283	-0,206	-0,142	-0,341
<i>Pullenia bulloides</i>	1,304	0,490	-0,436	2,006
<i>Pullenia salisburyi</i>	0,522	0,799	0,037	-0,132
<i>Pullenia subcarinata</i>	0,335	-0,122	-0,296	0,167
<i>Pyrgo murrhina</i>	-0,248	-0,219	-0,129	-0,363
<i>Pyrgo</i> spp.	0,321	-0,134	0,107	0,311
<i>Pyrolina</i> spp.	-0,330	-0,235	-0,067	-0,284
<i>Quinqueloculina</i> spp.	-0,189	-0,295	-0,007	-0,435
<i>Quinqueloculina venusta</i>	0,140	-0,273	-0,177	0,179
<i>Reophax bilocularis</i>	-0,051	-0,297	0,000	-0,508
<i>Reophax pilulifer</i>	-0,440	-0,251	-0,054	-0,292
<i>Reophax scorpiurus</i>	-0,186	-0,224	-0,117	-0,402
<i>Rhabdammina</i> spp.	-0,091	-0,197	-0,119	-0,448
<i>Saccorhiza ramosa</i>	-0,218	-0,200	-0,157	-0,369
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	-0,058	-0,280	-0,110	-0,281
<i>Siphotextularia catenata</i>	0,896	-0,394	-0,046	0,394
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	-0,097	-0,224	-0,201	-0,274
<i>Spiroloculina tenuis</i>	0,062	-0,254	-0,166	-0,252
<i>Steinfortia</i> spp.	-0,411	-0,004	-0,199	-0,313
<i>Stilostomella</i> spp.	-0,406	-0,165	-0,222	-0,183
<i>Textularia</i> spp.	-0,271	-0,154	-0,143	-0,319
<i>Triloculina tricarinata</i>	0,199	0,013	0,422	-0,508
<i>Trochammina globigeriniforme</i>	-0,266	-0,185	-0,178	-0,339
<i>Uvigerina hispida</i>	-0,222	-0,123	-0,220	-0,195
<i>Uvigerina peregrina</i>	0,077	-0,015	-0,157	0,196
<i>Valvulineria laevigata</i>	-0,414	-0,158	-0,108	-0,295