

BERICHTE

aus dem Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

Nr. 119

Dürkoop, A.

**DER BRASIL-STROM IM SPÄTQUARTÄR:
REKONSTRUKTION DER OBERFLÄCHENNAHEN
HYDROGRAPHIE WÄHREND DER LETZEN 400 000 JAHRE**

Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 119,
121 Seiten, Bremen 1998



ISSN 0931-0800

Die "Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften" werden in unregelmäßigen Abständen vom Fachbereich 5, Universität Bremen, herausgegeben.

Sie dienen der Veröffentlichung von Forschungsarbeiten, Doktorarbeiten und wissenschaftlichen Beiträgen, die im Fachbereich angefertigt wurden.

Die Berichte können bei:

Frau Gisela Boelen

Sonderforschungsbereich 261

Universität Bremen

Postfach 330 440

D 28334 BREMEN

Telefon: (49) 421 218-4124

Fax: (49) 421 218-3116

angefordert werden.

Zitat:

Dürkoop, A.

Der Brasil-Strom im Spätquartär: Rekonstruktion der oberflächennahen Hydrographie während der letzten 400 000 Jahre. Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 119, 121 Seiten, Bremen, 1998.

ISSN 0931-0800

**Der Brasil-Strom im Spätquartär: Rekonstruktion der oberflächennahen
Hydrographie während der letzten 400 000 Jahre**

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
am Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

vorgelegt von
Anke Dürkoop
1998

Zusammenfassung.....1**1. Einleitung.....3**

1.1 Fragestellung.....4

1.2 Bisherige Arbeiten.....5

1.3 Arbeitsgebiet.....7

1.3.1 Ozeanographie.....7

1.3.2 Vertikale Gliederung der Oberflächenwassermassen.....9

2. Durchgeführte Arbeiten.....10***Teil I: Variationen der Oberflächenwasser-Salinitäten und Oberflächenwasser-Temperaturen im westlichen äquatorialen Atlantik im Spätquartär.....10***

1. Einleitung.....10

2. Arbeitsgebiet.....11

2.1 Regionale Ozeanographie.....11

2.2 Rezente Oberflächenwassertemperaturen und -salinitäten.....13

2.2.1 Oberflächenwasser-Temperatur (SST).....15

2.2.2 Oberflächenwasser-Salinität (SSS).....15

3. Material und Methodik.....16

3.1 Probennahme und -bearbeitung.....16

3.2 Stabile Isotopenanalyse an Gehäusen von *G. sacculifer*.....173.3 Berechnung von Paläosalinitäten anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. sacculifer*.....17

4. Stratigraphie.....20

5. Ergebnisse.....23

5.1 Kalibrierung der Oberflächenproben.....23

5.2 $\delta^{18}\text{O}$ - und $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Variationen von *G. sacculifer* im Vergleich zu variierenden Häufigkeiten von *G. truncatulinoides* (dex) im Interglazial/Glazial-Wechsel.....24

5.3 Oberflächenwasser-Salinitäten (SSS) für die letzten 410 ka.....26

6. Diskussion: Änderung der Hydrographie im Glazial.....28

7. Schlußfolgerungen.....32

Teil II: Hydrographische Steuerung der stabilen Isotope planktischer tiefliebender Foraminiferen und ihre paläozeanographische Anwendungsmöglichkeiten.....34

1. Einleitung.....34

2. Arbeitsgebiet.....35

2.1. Regionale Ozeanographie.....35

2.2 Hydrographie in den Subtropen und Tropen.....36

3. Methodik	38
3.1 Probennahme und Probenbearbeitung	38
3.2 Auswahl der Arten planktischer tiefliebender Foraminiferen.....	39
3.3 Gewichts- und Volumenbestimmung	40
3.4 Inkrustrierung.....	40
3.5 Stabile Isotopenanalyse an Gehäusen von <i>G. truncatulinoïdes</i> & <i>G. crassaformis</i>	41
4. Ergebnisse	41
4.1 Vorkommen und Krustenbildung von <i>G. truncatulinoïdes</i> und <i>G. crassaformis</i> in Oberflächenproben.....	41
4.2 Stabile Sauerstoffisotope	47
4.2.1 Größenabhängigkeit der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte	47
4.2.2 Berechnung der Kalzifizierungstiefen anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte	49
4.2.3 Berechnung der Krustenbildungstiefe.....	51
4.2.4 Ein Kalzifizierungsmodell für <i>G. truncatulinoïdes</i>	52
4.2.5 Der Lebenszyklus von <i>G. truncatulinoïdes</i> in den Tropen und Subtropen.....	57
4.2.6 Der Lebenszyklus von <i>G. crassaformis</i> in den Tropen.....	61
4.2.7 Einführung eines Korrekturfaktors für die sekundäre Kalzitbildung bei <i>G.</i> <i>truncatulinoïdes</i> (520 μm)	62
4.3 Stabile Kohlenstoffisotope.....	63
4.3.1 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von <i>G. truncatulinoïdes</i> in Beziehung zur Größe, zur Temperatur und zum $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Wert.....	64
4.3.2 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von <i>G. crassaformis</i> in Beziehung zur Größe, zur Temperatur und zum $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Wert.....	67
5. Diskussion und Zusammenfassung	72
5.1 Der Lebenszyklus von <i>G. truncatulinoïdes</i> in Abhängigkeit von der Hydrographie, abgeleitet aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten	72
5.2 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ zwischen <i>G. sacculifer</i> (o.S.) und <i>G. truncatulinoïdes</i> und $\delta^{18}\text{O}_n$ der initialen Schalenbildung von <i>G. truncatulinoïdes</i> als Proxy für die hydrographische Struktur der Wassersäule	74
5.3 Der Lebenszyklus von <i>G. crassaformis</i> in Abhängigkeit von der Hydrographie anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten	77
5.4 Einfluß biologischer Fraktionierungsprozesse auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von <i>G.</i> <i>truncatulinoïdes</i>	78
5.5 Einfluß biologischer Fraktionierungsprozesse auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von <i>G.</i> <i>crassaformis</i>	80
6. Schlußfolgerungen.....	81

Teil III: Rekonstruktion der Hydrographie des Brasil-Stroms und der Subtropischen**Front im westlichen Süd-Atlantik im Spätquartär 83**

1. Einleitung	83
2. Arbeitsgebiet	85
2.1. Regionale Ozeanographie	85
3. Material und Methodik.....	86
3.1 Probennahme und Probenbearbeitung	86
3.2 Stabile Isotopenanalyse an Gehäusen von <i>G. sacculifer</i> und <i>G. truncatulinoides</i>	87
4. Stratigraphie	87
5. $\delta^{18}\text{O}$ -Differenzen zwischen <i>G. sacculifer</i> und <i>G. truncatulinoides</i> und $\delta^{18}\text{O}$ der initialen Schale ($\delta^{18}\text{O}_n$) von <i>G. truncatulinoides</i>	91
6. Diskussion: Variationen der oberflächennahen Hydrographie im westlichen Süd-Atlantik in den letzten 410 ka	96
6.1 Spätquartäre Variationen der tropischen Thermokline im westlichen Süd-Atlantik.....	96
6.2 Spätquartäre Verlagerung der Subtropischen Front.....	98
7. Schlußfolgerungen.....	105
3. Schlußfolgerungen und Ausblick.....	106
4. Literaturverzeichnis.....	109
5. Anhang	123

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AAIW	Antarktische Zwischenwassermassen
AOU	Apparent Oxygen Utilisation
BC	Brasilstrom
FC	Falklandstrom
GEOSECS	Atlas der Geochemical Ocean Sections Study
ITCZ	Intertropische Konvergenzzone
ka	Kilojahre (1000 Jahre)
KI	Kalzifizierungs-Index (% Kalzitanlagerung pro Tiefenmeter)
LGM	Letztes Glaziales Maximum (18 ka)
MAT	Modern Analog Technik (SST-Berechnung anhand Faunenvergesellschaftungen)
NADW	Nordatlantisches Tiefenwasser
NBC	Nordbrasilstrom
NBUC	Nordbrasil-Unterstrom
NEC	Nordäquatorialstrom
NECC	Nordäquatorialer Gegenstrom
S	Salinität
SACW	Südatlantisches Zentralwasser
SASW	Subantarktisches Oberflächenwasser
SAZ	Subantarktische Zone
SEC	Südäquatorialstrom
SG	Subtropischer Wirbel
SSS	Oberflächenwasser-Salinität (Sea Surface Salinity)
SST	Oberflächenwasser-Temperatur (Sea Surface Temperature)
STF	Subtropische Front
SW	Oberflächenwassermassen
UCDW	Oberes Zirkumpolarwasser
$\delta^{18}\text{O}$	Sauerstoffisotopen-Wert des Kalzits, in diesem Falle der planktischen Foraminiferen <i>G. sacculifer</i> , <i>G. truncatulinoides</i> oder <i>G. crassaformis</i>
$\Delta\delta^{18}\text{O}$	Differenz der Sauerstoffisotopen-Werte zwischen zwei planktischen Foraminiferen (<i>G. sacculifer</i> / <i>G. truncatulinoides</i>) oder zwischen zwei Kernpositionen
$\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}$	Gleichgewichtswert des Kalzits
$\delta^{18}\text{O}_{\text{n}}$	Sauerstoffisotopen-Wert der unverkrusteten initialen Schale von <i>G. truncatulinoides</i>
$\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$	Sauerstoffisotopen-Wert des Meerwassers
$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Kalzits
$\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$	$\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Gesamtkarbonats im Wasser

Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Dissertation ist es, die spätquartäre Hydrographie im Brasil-Strom im westlichen Süd-Atlantik zu rekonstruieren. Dazu wurden Messungen stabiler Isotopen an planktischen flach- sowie tiefliebenden Foraminiferen durchgeführt. Die Untersuchungen erstrecken sich auf fossile Datensätze aus Sedimentkernen sowie auf rezente Datensätze aus Oberflächenproben, die auf den Expeditionen der Forschungsschiffe „FS METEOR“ und „FS VICTOR HENSEN“ im westlichen Süd-Atlantik gewonnen wurden.

Im **ersten Kapitel** wird zunächst die oberflächennahe Hydrographie des westlichen äquatorialen Atlantiks während des Spätquartärs rekonstruiert (Dürkoop et al., 1997). Anhand von Sauerstoffisotopen-Messungen an der planktischen flachlebenden Foraminifere *Globigerinoides sacculifer* (ohne Sackkammer) an zwei Sedimentkernen können Veränderungen der Oberflächenwasser-Temperaturen (SST) und des Verdunstungs-/Niederschlags-Regimes im westlichen äquatorialen Atlantik im Wechsel zwischen Interglazial- und Glazialzeiten erfaßt werden. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen an der Position GeoB 2204 im Brasil-Strom lassen nur geringe SST-Abnahmen von ca. 2 °C in dieser tropischen Region während der Glazialstadien vermuten. Die Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte an der Position GeoB 1523 auf dem Ceara Rücken während der Glazialstadien 2, 4 und 6 kann als eine Zunahme in dem Salzgehalt der Oberflächenwassermassen (SSS) interpretiert werden. Die Niederschläge in dieser Region werden heute geprägt durch die Intensität der Hadley Zelle, die vermutlich zu Glazialzeiten abgeschwächt war.

Um die Anwendungsmöglichkeiten der tiefliebenden planktischen Foraminiferen *Globorotalia crassaformis* und *Globorotalia truncatulinoides* (dex) als Proxy in der Paläozeanographie zu testen, werden im **zweiten Kapitel** Untersuchungen an rezenten Sedimentproben aus zwei hydrographisch unterschiedlichen Regionen, dem tropischen und subtropischen westlichen Süd-Atlantik, durchgeführt. Messungen stabiler Isotope ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$) liefern in Kombination mit Größen- und Gewichtsbestimmungen an Einzelindividuen Ergebnisse über die ontogenetische Entwicklung von *G. truncatulinoides* (dex) und *G. crassaformis*. Die Anlagerung von sekundärem Kalzit (Kruste) bei *G. truncatulinoides* ist temperaturabhängig und führt zu einer Zunahme von 34,5 % der Gesamtmasse (bei 520 μm Größe). Für die ontogenetisch bedingte Tiefenmigration von *G. truncatulinoides* (dex) wird eine Abhängigkeit von hydrographischen Bedingungen deutlich. So beginnt *G. truncatulinoides* (dex) in Regionen mit gut durchmischter Wassersäule in sehr viel flacheren Wassertiefen zu kalzifizieren als in Regionen mit geschichteter Wassersäule. $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. truncatulinoides* (dex) sind demnach als Proxy für die Rekonstruktion des Temperatur-Gradienten in der Wassersäule geeignet. Neben dem schon bekannten Proxy der $\delta^{18}\text{O}$ -Differenzen zwischen einer flachlebenden Art (z.B. *G. sacculifer*) und einer tiefliebenden Art

(z.B. *G. truncatulinoides* (dex)) wird außerdem der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert (= $\delta^{18}\text{O}$ -Wert der initialen Schale von *G. truncatulinoides*) als Proxy vorgestellt. Ergebnisse der $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen zeigen, daß die Kohlenstoff-Fraktionierung von *G. truncatulinoides* (dex) von variierenden biologischen Prozessen gesteuert wird. Die Temperatur beeinflusst maßgeblich die Stoffwechselprozesse dieser Art. So hat auch die Temperatur einen großen Einfluß auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert dieser Art. Bei *G. crassaformis* bestätigt sich für die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte die aus der Literatur bekannte Abhängigkeit der Kalzifizierungstiefen von der Sauerstoffminimumzone. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. crassaformis* in den Größen 500 - 660 μm zeigen eine konstante Abweichung vom Gleichgewichtswert und können daher als Proxy für die Nährstoffrekonstruktion genutzt werden.

Im **dritten Kapitel** werden die Ergebnisse aus dem zweiten Kapitel auf die Rekonstruktion der spätquartären Hydrographie im westlichen Süd-Atlantik angewendet. $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen von *G. sacculifer* und *G. truncatulinoides* (dex) an zwei Sedimentkernen aus der tropischen und subtropischen Region des Brasilstroms (GeoB 2204-2 und GeoB 2109-1) ermöglichen es, Aussagen über Veränderungen der SST im Brasilstrom sowie über Veränderungen in der Lage der Subtropischen Front (STF) im Wechsel zwischen Interglazial- und Glazialzeiten zu treffen. Die Abkühlung der Oberflächenwassermassen im Brasilstrom ist mit knapp 2 °C relativ gering. In den subtropischen Regionen des Brasilstroms deuten eine SST-Abnahme von ca. 4 °C sowie geringe $\delta^{18}\text{O}$ -Differenzen zwischen *G. sacculifer* und *G. truncatulinoides* und leichte $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte von *G. truncatulinoides* während der Glazialzeiten auf eine Verlagerung der STF nach Norden.

1. Einleitung

Die Atmosphäre befindet sich im ständigen wechselseitigen Austausch mit der Hydrosphäre. Veränderungen des Weltklimas sind daher gekoppelt an Variationen in der ozeanographischen Zirkulation. Die Paläozeanographie versucht über die Rekonstruktion ozeanographischer Verhältnisse die Klimageschichte vergangener erdgeschichtlicher Epochen, wie z.B. die des Spätquartärs, zu rekonstruieren. Eine wichtige Methode der paläozeanographischen Rekonstruktion stellt die Analyse und Interpretation der Isotopenzusammensetzung planktischer Foraminiferen dar.

Es konnte in verschiedenen Arbeiten gezeigt werden, daß die Verbreitung planktischer Foraminiferen durch Umweltbedingungen, wie z.B. Temperatur, Salzgehalt, Nährstoffkonzentration in der Wassersäule, bestimmt wird (z.B. Fairbanks et al., 1982; Bouvier-Soumagnac and Duplessy, 1985; Hemleben et al., 1985; Ravelo et al., 1990). So können stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope in Foraminiferenschalen zur Rekonstruktion der Temperatur-, Salinitäts- und Nährstoffverhältnisse in den Oberflächenwassermassen herangezogen werden (z.B. Curry und Crowley, 1987; Duplessy et al., 1991; Curry und Oppo, 1997; Dürkoop et al., 1997). Da planktische Foraminiferen in verschiedenen Wassertiefen leben (Bé, 1977; Fairbanks et al., 1982), werden deren Isotopenzusammensetzungen auch für die paläozeanographische Rekonstruktion verschiedener Wassertiefen benutzt (Douglas und Savin, 1978; Whitman und Berger, 1992). Einige tiefliebende planktische Foraminiferen lagern während ihres Lebenszyklus fortwährend Kalzit an und bilden zum Teil eine Kruste (Bé und Lott, 1964; Emiliani, 1971; Hemleben et al., 1985). Die Kruste wird oft in sehr großen Wassertiefen gebildet (Orr, 1967). Da der Sauerstoffisotopenwert der Foraminiferenschalen im Gleichgewicht mit dem Meereswasser gebildet wird, kommt es durch die Anlagerung von Kalzit sowie durch die Bildung einer Kruste in unterschiedlichen Wassertiefen zur Überprägung des Sauerstoffisotopenwertes. Es ist bisher nicht bekannt, in welchem Maße der Sauerstoffisotopenwert durch die ontogenetische Tiefenmigration tiefliebender Foraminiferen beeinflusst wird. Für die Anwendung tiefliebender Foraminiferen als Proxy für tiefere Wassermassen ist es daher notwendig, das Wissen über deren Lebenszyklus zu vertiefen. Anhand von holozänem Probenmaterial wird in einem Teil dieser Arbeit der Lebenszyklus zweier tiefliebender planktischer Foraminiferen (*G. truncatulinoides* (dex) und *G. crassaformis*) näher untersucht.

Anhand von stabilen Isotopen planktischer Foraminiferen ist es möglich, die Oberflächenwasserzirkulation in verschiedenen Regionen des Ozeans während des Spätquartärs zu rekonstruieren. Die tropischen Regionen des westlichen Süd-Atlantiks nehmen in der globalen thermohalinen Zirkulation, die auch als „Global Conveyor Belt“ bekannt ist (Broecker et al., 1985), eine Schlüsselposition ein. So werden aufgestaute warme Wassermassen aus den tropischen Regionen über den Äquator hinweg in den Nord-Atlantik transportiert. Für die

Bildung von Tiefenwasser im Nord-Atlantik ist der Transport von salinarem Oberflächenwasser aus tropischen Regionen in den Nord-Atlantik wesentlich (Broecker und Denton, 1989; Broecker et al., 1985). Es ist bekannt, daß die globale thermohaline Zirkulation im Letzten Glazialen Maximum (LGM) reduziert oder unterbunden war (Duplessy et al., 1988; Boyle und Keigwin, 1987). Eine mögliche Salzgehaltsabnahme in den Oberflächenwassermassen des Nord-Atlantiks wird als Erklärung für die glaziale Reduzierung der Tiefenwasserbildung angeführt (Duplessy et al., 1991; Manabe und Stouffer, 1988; Fichefet et al., 1994; Rahmstorf, 1995). Über die Entwicklung der Oberflächenwassersalinitäten (SSS) in tropischen Regionen des westlichen Atlantiks während des Spätquartärs gibt es bisher keine Daten. Um die Veränderungen der Oberflächenwasserzirkulation im tropischen West-Atlantik als Antwort auf eine Reduzierung der Conveyor-Zirkulation zu rekonstruieren, ist es daher notwendig, neben den Variationen der Oberflächenwassertemperatur (SST) auch die Variationen der SSS zu ermitteln. Es wird daher in einem Teil dieser Arbeit der Versuch unternommen, die SSS im tropischen westlichen Atlantik zu rekonstruieren. Dies ist auch Inhalt eines bereits veröffentlichten Manuskriptes (Dürkoop et al., 1997).

Ein Teil der im tropischen West-Atlantik aufgestauten warmen Wassermassen wird über den Brasil-Strom (BC) entlang der Ostküste Südamerikas nach Süden transportiert. An der Subtropischen Front (STF) stößt der BC auf kaltes subantarktisches Wasser, das über den Falkland-Strom (FC) nach Norden strömt. Modellberechnungen für den Wärmetransport im Atlantik während des Glazials lassen einen verstärkten südwardigen Wärmetransport vermuten (Miller und Russell, 1989). Da bisher keine Daten zur Entwicklung des BC während des Spätquartärs existieren, ist es von Interesse, die Oberflächenhydrographie des BC vor dem Hintergrund einer Veränderung des südwardigen Transports von warmen Wassermassen festzustellen. Zur Rekonstruktion der flachen sowie tieferen Oberflächenwassermassen des BC werden in einem letzten Teil dieser Dissertation stabile Isotopenwerte von flach- und tiefliebenden planktischen Foraminiferen vorgestellt. Für die Interpretation der Daten waren die Ergebnisse der Untersuchungen des Lebenszyklus der tiefliebenden Foraminiferen (s.o.) sehr hilfreich.

1.1 Fragestellung

Die vorliegende Arbeit basiert auf der Auswertung von stabilen Isotopenmessungen an planktischen Foraminiferen aus Probenmaterial von Sedimentkernen und Oberflächenproben aus dem westlichen Süd-Atlantik. Die stabilen Isotope sollen Aufschluß geben über die Oberflächenwasserzirkulation im westlichen Süd-Atlantik, insbesondere über die Hydrographie des Brasil-Stroms (BC) während des Spätquartärs. Um die paläozeanographische Rekonstruktion anhand von tief- und flachlebenden planktischen Foraminiferen zu verbessern, wurde in einem

Teil dieser Arbeit an Oberflächenproben der Lebenszyklus von *G. truncatulinoides* (dex) sowie von *G. crassaformis* näher untersucht.

Folgende Fragen stehen im Mittelpunkt dieser Dissertation:

1. Wie verändert sich die Hydrographie in den tropischen Regionen des westlichen Atlantiks im Interglazial/Glazial-Wechsel?

a. Welche Variationen sind in der SST zu beobachten und wie stimmen diese mit Literaturdaten überein?

b. Kann eine Zunahme der SSS während der Glazialstadien beobachtet werden?

2. Inwiefern wird der Lebenszyklus der tiefliebenden planktischen Foraminifere *G. truncatulinoides* (dex) und *G. crassaformis* von den hydrographischen Bedingungen in der Wassersäule gesteuert? Welche paläozeanographischen Anwendungsmöglichkeiten ergeben sich für die stabilen Isotopenwerte von *G. truncatulinoides* (dex) und *G. crassaformis*?

3. Wie verändert sich die Oberflächenwasserzirkulation im westlichen Süd-Atlantik im Interglazial/Glazial-Wechsel?

a. Wie variiert die SST im BC?

b. Welche Variationen werden in der Thermoklinenstruktur im BC deutlich?

c. Gibt es Anzeichen für eine Verlagerung der STF im Glazial?

1.2 Bisherige Arbeiten

Grundlegende Arbeiten von Emiliani (1955) haben die stabile Isotopenzusammensetzung von planktischen Foraminiferen als Methode zur Rekonstruktion känozoischer Paläoumweltbedingungen eingeführt. Seit den Arbeiten von Berger (1969) und Bé (1977) ist bekannt, daß planktische Foraminiferen in unterschiedlichen Wassertiefen leben und kalzifizieren. Stabile Isotopenverhältnisse unterschiedlich tief lebender Foraminiferen können für die Rekonstruktion verschiedener Wassertiefen genutzt werden (Douglas und Savin, 1978). Ein Beispiel für die Anwendung stabiler Isotopenwerte tiefliebender planktischer Foraminiferen als Proxy für tiefere Oberflächenwassermassen im Süd-Atlantik liefern Arbeiten von Wefer et al. (1996) und Mulitza et al. (1997). Seitdem stabile Isotope planktischer Foraminiferen in der Paläozeanographie Anwendung finden, ist die Erforschung ihrer Lebensweise eine zentrale Fragestellung geworden. Planktonnetze ermöglichen die Untersuchung der Lebensweise rezenter Foraminiferen (z.B. Bé und Lott, 1964; Berger, 1969; Fairbanks et al., 1980; Fairbanks et al., 1982; Hemleben et al., 1985). Aber auch mit Hilfe von Sedimentmaterial, sowohl aus Sedimentfallen als auch aus Oberflächensedimentproben, wurden Fragen zur Lebensweise der Foraminiferen beantwortet (z.B. Emiliani, 1954, 1971; Deuser et al., 1981; Duplessy et al., 1981; Deuser und Ross, 1989; Lohmann, 1995). Einige

Arbeiten zeigen, daß die stabilen Isotopenwerte der Kalkgehäuse der Foraminiferen durch das Wachstum verändert werden (z.B. Curry und Matthews, 1981; Vincent und Berger, 1981; Hemleben et al., 1985). Anhand von Planktonnetzfangen wird die Migration durch die Wassersäule während des Lebenszyklus für die tiefliebende Foraminifere *G. truncatulinoides* deutlich (Fairbanks et al., 1980). Daß die stabilen Sauerstoffisotopenwerte von tiefliebenden Foraminiferen, insbesondere von *G. truncatulinoides*, durch die Tiefenmigration während der Ontogenese überprägt werden, zeigen Deuser und Ross (1989) und Hemleben et al. (1985). Auch für die tiefliebende Art *G. crassaformis* wird eine Tiefenmigration während des Lebenszyklus angenommen (Orr, 1967). Die Tiefenmigration könnte neben häufig diskutierten Vitaleffekten (z.B. Berger et al., 1978; Vincent und Berger, 1981; Spero und Williams, 1988) auch einen Einfluß auf die stabile Kohlenstoffisotopenzusammensetzung der Kalkgehäuse der Foraminiferen haben (Curry und Crowley, 1987). Untersuchungen von Lohmann und Schweitzer (1990) lassen vermuten, daß die vertikale Migration von *G. truncatulinoides* abhängig ist von den hydrographischen Bedingungen in der Wassersäule. Lohmann (1995) entwickeln ein Modell für die sekundäre Kalzifizierung von *G. truncatulinoides*, die bis zu 50 % der Masse des Gesamtgehäuses ausmacht.

Die Analyse der stabilen Isotopenzusammensetzung planktischer Foraminiferen ermöglicht neben der Rekonstruktion von SST auch die Rekonstruktion von SSS, die bereits für verschiedene Regionen des Weltozeans ermittelt wurden (Duplessy et al., 1991 (Nord-Atlantik); Rostek et al., 1993 (Indik); Maslin et al., 1995 (NE-Atlantik); Wang et al., 1995 (östlicher Atlantik)). Im tropischen westlichen Atlantik wurden bisher ausschließlich SSTs anhand von Faunenzusammensetzung (CLIMAP, 1981; McIntyre et al., 1989; Hale und Pflaumann, Ms. einger.) und stabilen Isotopenzusammensetzungen planktischer Foraminiferen ermittelt (Mulitza, 1994; Curry und Oppo, 1997). Es wurden daher im Rahmen dieser Arbeit Variationen der SSS im tropischen westlichen Atlantik während des Spätquartärs anhand von stabilen Isotopen der planktischen Foraminifere *G. sacculifer* abgeschätzt (Dürkoop et al., 1997).

Die Region des westlichen Süd-Atlantiks, insbesondere des BC, ist hinsichtlich der spätquartären Oberflächenzirkulation nur wenig erforscht. Bisherige Arbeiten im westlichen Süd-Atlantik erstrecken sich auf subantarktische Regionen (Morley und Hays, 1979; Niebler, 1995) oder auf tropische Regionen (Curry und Oppo, 1997; Dürkoop et al., 1997). Eine glaziale Verlagerung des ozeanographischen Frontensystems im subtropischen westlichen Süd-Atlantik wird vermutet (Lautenschlager und Herterich, 1990; Klinck und Smith, 1993). Daten von CLIMAP (1981) zeigen eine äquatorwärtige Verschiebung der Frontensysteme im Indik und Süd-Atlantik. Anhand von stabilen Isotopenwerten tiefliebender als auch flachlebender wurde die Lage der Frontensysteme in subantarktischen Regionen im westlichen Süd-Atlantik im Interglazial/Glazial-Wechsel bestimmt (Nieberl, 1995). Im östlichen Süd-

Atlantik wurde die Paläozeanographie mit Hilfe von Radiolarien-Vergesellschaftungen rekonstruiert (Brathauer, 1996).

1.3 Arbeitsgebiet

Die einzelnen Kapitel dieser Dissertation liefern detaillierte Angaben zur Hydrographie der einzelnen Arbeitsgebiete. An dieser Stelle soll in kurzer Form das Arbeitsgebiet und die Ozeanographie vorgestellt werden.

Das untersuchte Probenmaterial stammt von Sedimentkernen und Oberflächenproben, die auf den Forschungsexpeditionen der FS METEOR und FS VICTOR HENSEN im westlichen Süd-Atlantik gewonnen wurden (Schulz et al., 1991; Bleil et al., 1993; Wefer et al., 1994; Pätzold et al., 1996). Die Positionen der Stationen sind der Abb. 1 zu entnehmen. Die genauen geographischen Probenlokationen sind in den einzelnen Kapiteln der Dissertation unter „Probennahme und Probenbearbeitung“ angegeben.

1.3.1 Ozeanographie

Der BC ist als westlicher Randstrom eine wesentliche Komponente in der Oberflächenwasserzirkulation des Süd-Atlantiks (Stramma, 1991; siehe Abb. 1). Der Südäquatorialstrom (SEC) teilt sich bei ca. 10° S in den südwärts strömenden BC und den nordwärts strömenden Nordbrasil-Strom (NBC) (Gordon und Greengrove, 1986; Peterson und Stramma, 1991). Im westlichen äquatorialen Atlantik führt die windinduzierte westwärts gerichtete Oberflächenströmung des tropischen Atlantiks zur Ansammlung warmer Oberflächenwassermassen (Hastenrath und Merle, 1987). Diese werden zum einen über den NBC in den Nord-Atlantik transportiert und strömen zum anderen über den BC als Teil des antizyklonischen Wirbels südwärts bis in die subtropischen Regionen des westlichen Süd-Atlantiks. An der Subtropischen Front (STF) trifft der BC auf den Falkland-Strom (FC), der kalte Oberflächenwassermassen nordwärts transportiert (Gordon und Greengrove, 1986; Reid, 1989).

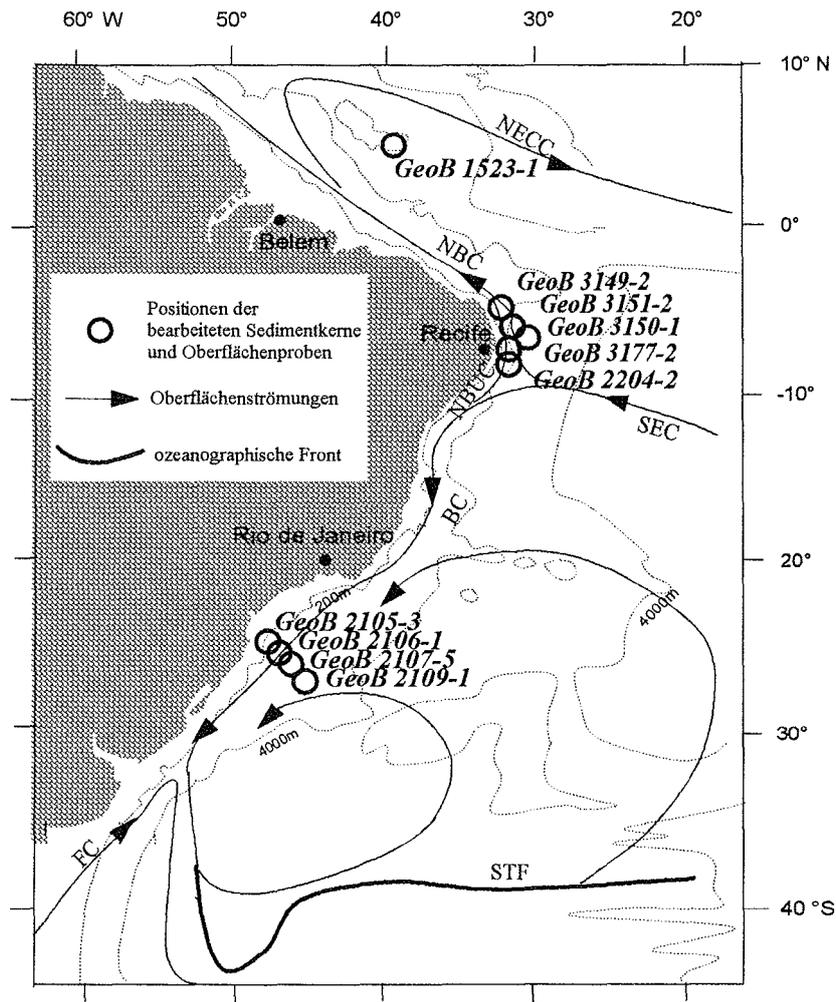


Abb. 1: Oberflächenwasserzirkulation im westlichen Süd-Atlantik (nach Gordon und Greengrove, 1986; Stramma, 1991; Peterson und Stramma, 1991) und Positionen der bearbeiteten Sedimentkerne und Oberflächenproben (Großkastengreifer und Multicorer). (BC= Brasilstrom, FC= Falklandstrom, NBC= Nordbrasilstrom, NBUC= Nordbrasil-Unterstrom, NECC= Nordäquatorialer Gegenstrom, SEC= Südäquatorialstrom, STF= Subtropische Front).

1.3.2 Vertikale Gliederung der Oberflächenwassermassen

Reid et al. (1977) geben einen Überblick über die vertikale Verteilung der Wassermassen im westlichen Süd-Atlantik. Abb. 2 zeigt die Wassermassenverteilung im westlichen Süd-Atlantik in einem Profil vom Äquator bis 50 °S. Das warme und salzreiche Südatlantische Oberflächenwasser (SW) vermischt sich an der STF mit dem kälteren salzärmeren Subantarktischen Oberflächenwasser (SASW). An der STF wird so das Südatlantische Zentralwasser (SACW) gebildet, welches unterhalb des SW äquatorwärts strömt (McCartney, 1982; Tomczak, 1984; Peterson und Whitworth, 1989; Peterson und Stramma, 1991). Unterhalb des SACW folgt das im Südozean gebildete Antarktische Zwischenwasser (AAIW), welches durch einen sehr geringen Salzgehalt und hohen Sauerstoffgehalt gekennzeichnet ist (Reid et al., 1977). Das salzreichere Nordatlantische Tiefenwasser (NADW) strömt aus nördlicher Richtung unterhalb des AAIW in Richtung Antarktis. Es umfaßt im Brasil-Becken und insbesondere am Äquator einen weiten Tiefenbereich von 1000 m bis 3500 m (Reid et al., 1989). Ab ca. 10 °S trifft das NADW auf das nordwärts strömende antarktische Zirkumpolare Tiefenwasser (CDW) und teilt dies in einen oberen Teil (UCDW) und einen unteren Teil (LCDW) (Reid, 1989).

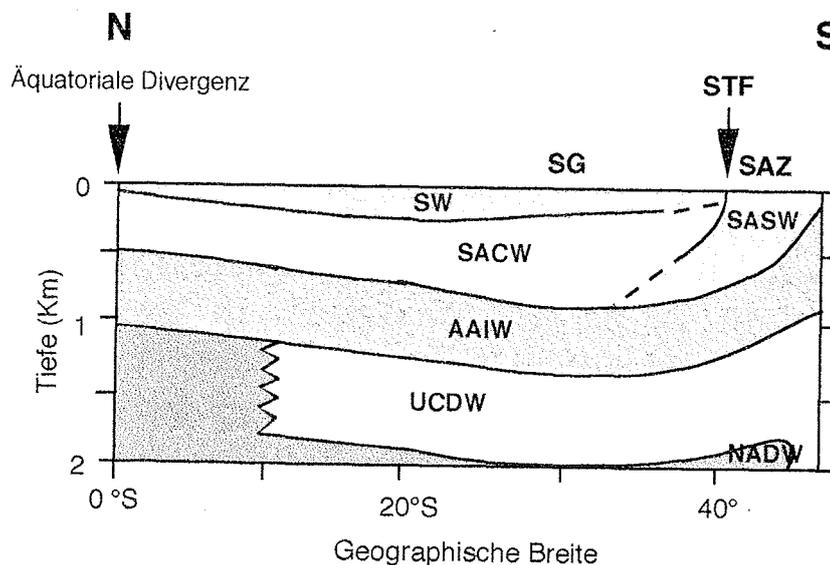


Abb. 2: Wassermassenverteilung im westlichen Süd-Atlantik (0 bis 2000 m), nach Peterson und Whitworth, 1989; Reid, 1989; umgezeichnet nach Niebler, 1995. (SAZ=Subantarktische Zone, SG=Subtropischer Wirbel, STF=Subtropische Front, AAIW=Antarktisches Zwischenwasser, NADW=Nordatlantisches Tiefenwasser, SW=Südatlantisches Oberflächenwasser, SACW=Südatlantisches Zentralwasser, SASW=Subantarktisches Oberflächenwasser, UCDW=Oberes Zirkumpolares Tiefenwasser)

2. Durchgeführte Arbeiten

Teil I: Variationen der Oberflächenwasser-Salinitäten und Oberflächenwasser-Temperaturen im westlichen äquatorialen Atlantik im Spätquartär

1. Einleitung

Der Transport von Wärme und Salz aus tropischen Regionen in hohe Breiten durch Oberflächenströme scheint ein wesentlicher Mechanismus zu sein, der die heutige globale thermohaline Zirkulation im Atlantik aufrecht erhält (Gordon, 1986). Heute bewirkt eine starke Verdunstung in niedrigen Breiten den hohen Salzgehalt der äquatorialen Oberflächenwassermassen. Ein Frischwasser-Export über die Passatwinde vom Atlantik in den Pazifik erzeugt zusätzlich eine allgemein höhere Salinität im Atlantik als im Pazifik (Broecker, 1989). Die warmen und salzreichen Oberflächenwassermassen werden von niedrigen Breiten in höhere Breiten transportiert. Dort kühlen sie ab und sinken aufgrund ihrer hohen Dichte, die neben der Temperatur durch den Salzgehalt gesteuert wird, ab und bilden das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW). Um den Export von salzreichem Wasser mit dem NADW aus dem Atlantik zu kompensieren, strömen Wassermassen über den Äquator in den Nordatlantik.

Steuerungsmechanismen der thermohalinen Zirkulation scheinen Variationen im Wärme- und Salzhaushalt des Atlantiks zu sein (Gordon, 1986; Duplessy et al., 1988; Broecker und Denton, 1989; Street-Perrott und Perrott, 1990). Es gibt Anhaltspunkte für einen Zusammenbruch bzw. für eine Reduzierung der „Conveyor Belt“ Zirkulation im Letzten Glazialen Maximum (LGM) (Boyle und Keigwin, 1987; Duplessy et al., 1988). Messungen des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes sowie Cd/Ca-Verhältnisses an benthischen Foraminiferen zeigen, daß sich das NADW im LGM in geringeren Wassertiefen als heute befand. Globale Zirkulationsmodelle (GCM) (Manabe und Stouffer, 1988; Fichfet et al., 1994; Rahmstorf, 1995) verdeutlichen, daß eine Reduzierung der Conveyor-Zirkulation durch Salzgehaltserniedrigung in den Regionen der heutigen Tiefenwasserbildung (Duplessy et al., 1991) erreicht werden kann. Berger (1990) diskutiert die Abtrennung des Nord-Atlantiks von seiner südlichen salinen Quelle (Kellogg, 1976; Jansen, 1987). Eine Salzansammlung im Oberflächenwasser niedriger Breiten und folglich eine Salzgehaltsabnahme in hohen Breiten des Atlantiks könnte eine mögliche Erklärung für die beobachtete glaziale Zunahme im Unterschied des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes des Seewassers ($\delta^{18}\text{O}_w$) zwischen dem tropischen Atlantik und Pazifik (Broecker, 1989) sein.

Im westlichen äquatorialen Atlantik führt westwärts gerichteter Windstress der Passate zur Ansammlung warmer Oberflächenwassermassen (Hastenrath und Merle, 1987). Ein großer Teil dieser Wassermassen wird über den Äquator hinweg in den Nord-Atlantik transportiert (Flagg et al., 1986; Johns et al., 1990). Variationen in der Oberflächenhydrographie des

westlichen äquatorialen Atlantiks im Interglazial/Glazial-Wechsel sind daher von Bedeutung für globale Änderungen der Conveyor-Zirkulation.

Das vorliegende erste Kapitel der Dissertation rekonstruiert die Oberflächenhydrographie im tropischen westlichen Atlantik. Es soll damit ein Beitrag zum Verständnis der Variationen in der Ozeanographie und der Conveyor-Zirkulation im Glazial/Interglazial-Wechsel geleistet werden. Die Oberflächenhydrographie konnte anhand von $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Berechnungen an *G. sacculifer* zwischen zwei tropischen METEOR-Schwerelotkernen (GeoB 1523-1 und GeoB 2204-2) rekonstruiert werden. Zusätzlich zu den $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werten wurden Oberflächen-Paläosalinitäten (SSS) mit Hilfe von bereits ermittelten Oberflächen-Paläotemperaturen (Hale und Pflaumann, Ms. einger.) als grobe Vorstellung für tendenzielle Salzgehaltsschwankungen im westlichen äquatorialen Atlantik berechnet.

Die bearbeiteten Kerne repräsentieren zwei unterschiedliche Verdunstungs-/Niederschlags-Regime im westlichen äquatorialen Atlantik. GeoB 1523-1 befindet sich in der Region der Intertropischen Konvergenzzone (ITCZ) mit maximalem Niederschlag. GeoB 2204-2 wurde in der näheren Umgebung des Südäquatorialstroms (SEC) im Bereich hoher Verdunstung gewonnen. Der Vergleich dieser beiden Kernpositionen sollte einen Einblick in die zeitliche Abfolge und in den Mechanismus hydrographischer Variationen im westlichen äquatorialen Atlantik ermöglichen.

2. Arbeitsgebiet

2.1 Regionale Ozeanographie

Über den SEC werden Wassermassen vom südöstlichen in den nordwestlichen Atlantik transportiert (Abb. 3). Bei ca. 10° S teilt sich der SEC in den südwärts strömenden Brasilstrom (BC) und den nordwärts strömenden Nordbrasilstrom (NBC). Muller-Karger et al. (1987) berichten über die Retrofektion des NBC in den Nordäquatorialen Gegenstrom (NECC) im Herbst/Winter. Schott et al. (1995) weisen einen Nordbrasil-Unterstrom (NBUC) zwischen 5 und 10° S nach, der südlich von 10° S gebildet wird. Nördlich von 5° S strömt der NBUC in den NBC. Ein großer Teil der SEC-Wassermassen wird mit dem NBC nach Norden transportiert (~ 12 bis 14 Sv, $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) und nur ein vergleichsweise kleiner Teil (~ 4 Sv) strömt mit dem BC nach Süden.

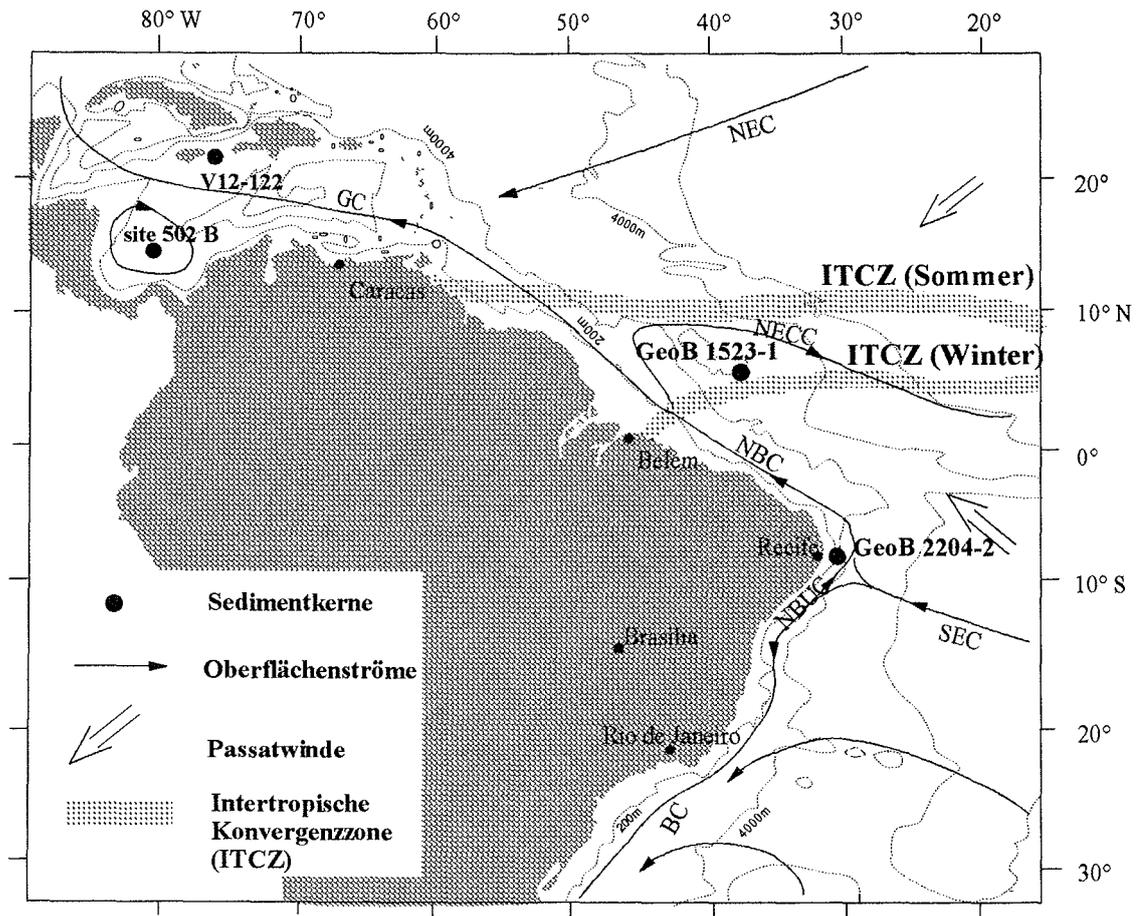


Abb. 3: Bathymetrie und Stromsysteme des westlichen Süd-Atlantiks (nach Stramma, 1991; Peterson & Stramma, 1991) mit den Positionen der bearbeiteten Sedimentkernen GeoB 1523-1 und GeoB 2204-2 und der zitierten Sedimentkerne V12-122 (Imbrie et al. 1973) und Site 502 B, DSDP Leg 68 (Giraudeau 1992). BC=Brasilstrom, GC=Guayanastrom, NBC=Nordbrasilstrom, NBUC=Nordbrasil-Unterstrom, NEC=Nordäquatorialstrom, NECC=Nordäquatorialer Gegenstrom, SEC=Südäquatorialstrom.

2.2 Rezente Oberflächenwassertemperaturen und -salinitäten

Abb. 4 zeigt einen Vergleich der hydrographischen Profile für die obersten 300 m Wassertiefe an beiden Kernstationen. Die Temperatur- und Salinität-Daten stammen aus dem Atlas von Levitus (1994). In Abb. 5 ist die laterale Verteilung der Oberflächentemperaturen (SST) und Oberflächensalinitäten (SSS) dargestellt.

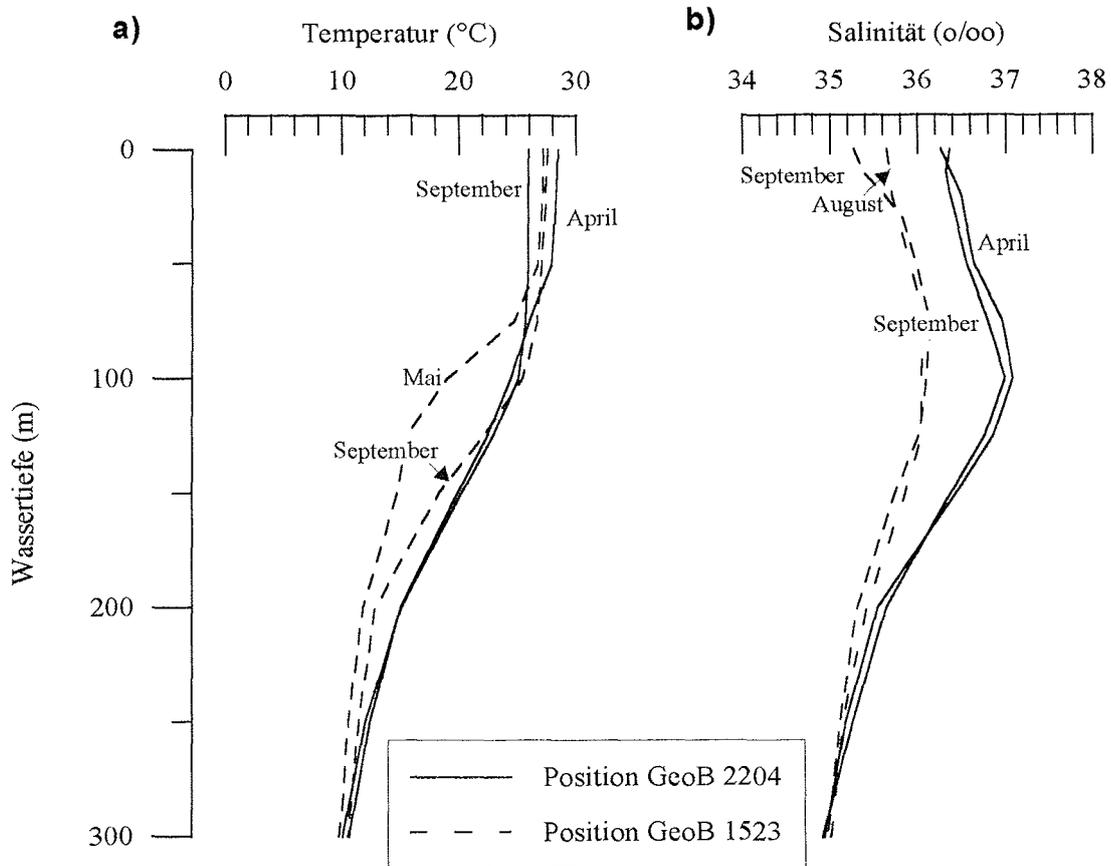


Abb. 4: Saisonale Extremwerte der a) Temperatur und b) Salinität in den obersten 300 m der Wassersäule an den Positionen GeoB 1523 und GeoB 2204 (Daten aus Levitus, 1994).

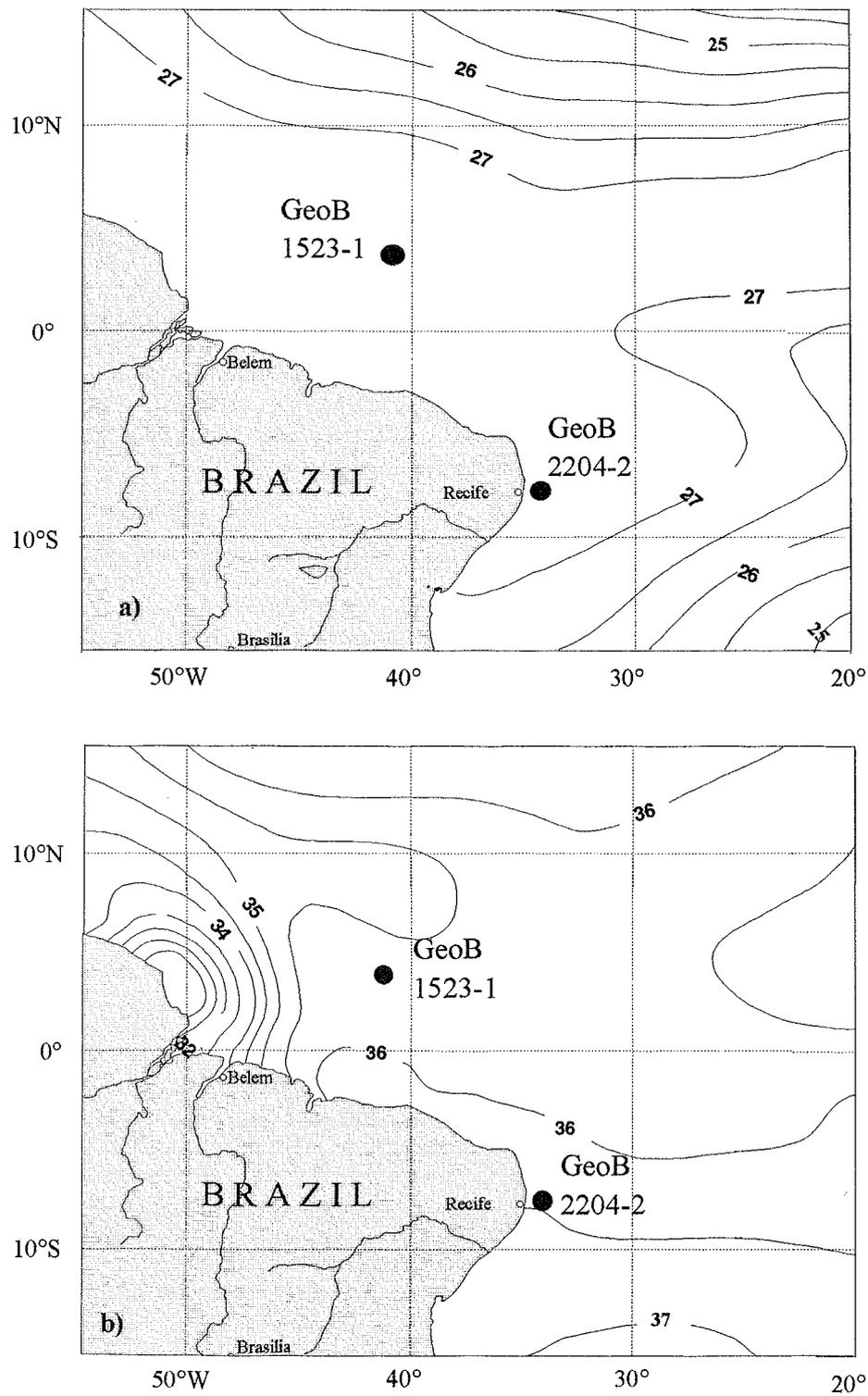


Abb. 5: Oberflächenwassertemperaturen (a) und Oberflächenwassersalinitäten (b) im Jahresmittel im westlichen äquatorialen Atlantik (Daten aus Levitus, 1994).

2.2.1 Oberflächenwasser-Temperatur (SST)

Saisonale Schwankungen der SST sind an der Kernposition GeoB 1523-1 mit 0,4 °C sehr gering (Abb. 4a). Bei Kern GeoB 2204-2 beträgt die saisonale SST Variation 2,2°C. Die Jahresmittelwerte der SST sind an beiden Stationen vergleichbar hoch (GeoB 1523-1: 27,4°C und GeoB 2204-2: 27,2°C; Abb. 5a). Saisonale Schwankungen der SST sind zum Teil auf die Saisonalität in der Sonneneinstrahlung zurückzuführen, die während der borealen Wintermonate am höchsten ist (Höflich 1984). Außerdem beeinflusst die Advektion warmer Wassermassen über den SEC die Oberflächenwasser-Temperatur (Stramma, 1991; Peterson and Stramma, 1991). Saisonale Temperaturvariationen innerhalb der Thermokline sind an der Station GeoB 2204-2 gering (maximal 0,6 °C in 100 m Wassertiefe), jedoch an der Position GeoB 1523-1 mit 5 °C in 100 m relativ groß (Abb. 4a). Im allgemeinen ist die Deckschicht an beiden Positionen während der borealen Sommermonate am mächtigsten. Die durchmischte Deckschicht reicht jedoch ganzjährig am tiefsten an der Position GeoB 1523. Hastenrath und Merle (1987) zeigen, daß die Basis der Thermokline im äquatorialen Atlantik von Ost nach West immer tiefer sinkt. Ein Modell von Philander und Pakanowski (1986) unterstützt diese Beobachtungen. Die thermale Struktur der äquatorialen Wassersäule wird im wesentlichen vom Jahreszyklus des oberflächennahen Windfeldes gesteuert. So wird der SEC während der Sommermonate durch intensive Südost-Passate verstärkt, was zu einer erhöhten Akkumulation warmer Wassermassen vor der Küste Brasiliens führt (Molinari et al., 1986; Hastenrath und Merle, 1986). Analog dazu verflacht sich die Thermokline aufgrund schwächerer Passate im borealen Winter wieder, und die vormals an der Küste akkumulierten warmen Wassermassen werden von der Küste Brasiliens forttransportiert.

2.2.2 Oberflächenwasser-Salinität (SSS)

Das Salinitäts-Profil (Abb. 4b) sowie die laterale SSS-Verteilung (Abb. 5b) verdeutlichen die SSS-Differenz von 0,76 ‰ zwischen beiden Positionen. Für die Position GeoB 1523 sind geringe SSS-Werte charakteristisch (35,7 ‰ im Jahresmittel), während die SSS-Werte an der Position GeoB 2204-2 höher sind (36,4 ‰ im Jahresmittel). Dieser Salinitätsunterschied könnte durch höhere Niederschläge im Bereich der Intertropische Konvergenzzone (ITCZ) hervorgerufen werden. Die ITCZ umschreibt die äquatoriale Zone maximalen Niederschlags (Höflich, 1984). Die monatliche Niederschlagsmenge erreicht in dieser Region 15 cm/Monat und übertrifft damit die Verdunstungsrate um einiges (Yoo und Carton, 1990). Südlich der ITCZ bei ca. 10° S ist die Verdunstungsrate sehr viel höher (Höflich, 1984). Dieses regionale Muster des Verdunstungs-/Niederschlags-Budgets steuert die meridionale SSS-Verteilung: SSS-Werte sind innerhalb der ITCZ stark verringert, während maximale SSS-Werte in subtropischen Regionen vorherrschen (Reid, 1961; Robinson et al., 1979; Levitus, 1994; Abb. 5b). Saisonale Verlagerungen der ITCZ steuern die SSS, wie aus Abb. 4b ersichtlich wird. An der Position GeoB 2204 sind keine saisonale Variationen im Salzgehalt der Oberflächenwassermassen erkennbar. An der Position GeoB 1523 hingegen betragen die maximalen saisonalen SSS-Variationen 0,45 ‰. In diesen Salinitätsvariationen spiegelt sich

die saisonale Verlagerung der ITCZ wider. Im borealen Winter liegt die ITCZ äquaturnah bei ca. 3° N, während sie im borealen Sommer bis ca. 10° N in den Norden wandert (Hastenrath und Heller, 1977; Hastenrath, 1980; Philander und Pacanowski, 1986). Dementsprechend sind hohe SSS-Werte im August an der Position GeoB 1523 auf die nordwärtige Verlagerung der ITCZ zurückzuführen. Die geringen SSS-Werte im September am GeoB 1523 spiegeln hingegen die äquatorwärtige Verlagerung der ITCZ wider.

Ein Einfluß des Frischwasser-Ausstroms des Amazonas auf die SSS-Werte an der Position GeoB 1523 kann weitestgehend ausgeschlossen werden. Salinitätsmessungen und Satellitenbilder verfolgen die Richtung und Saisonalität des Amazonas-Ausstroms (Muller-Karger et al., 1988; Crochane, 1968). In der ersten Hälfte des Jahres folgt der Ausstrom küstennah dem NBC. In der zweiten Jahreshälfte wird die Frischwasserfahne mit dem NECC nach Osten verfrachtet, erreicht jedoch nicht die Position GeoB 1523.

3. Material und Methodik

3.1 Probennahme und -bearbeitung

Das beprobte Sedimentmaterial stammt von zwei Schwerelotkernen, die auf den METEOR-Expeditionen M 16/2 (Schulz et al. 1991) und M 23/3 (Wefer et al. 1994) im westlichen äquatorialen Atlantik gewonnen wurden. Nachstehende Tabelle faßt die wichtigsten Daten der Kernpositionen zusammen:

Tab. 1: Geographische Positionen und Wassertiefen der bearbeiteten Schwerelotkerne im westlichen äquatorialen Atlantik (Daten des Kernes GeoB 1523-1 aus Mulitza, 1994)

Probenbezeichnung	geographische Position	Wassertiefe
GeoB 1523-1	3°50' N/41°37' W	3292 m
GeoB 2204-2	8°32' S/34°01' W	2072 m

Die Kerne wurden für die Isotopenmessungen alle 5 cm beprobt. Um das holozäne Alter zu erfassen, wurden zusätzlich Proben der Mulitcorer (MUC)-Stationen GeoB 1523-2 und GeoB 2204-1 bearbeitet. Sämtliche Sedimentproben wurden geschlämmt und bei 60 °C im Trockenschrank getrocknet. Anschließend wurde das Material in zwei Fraktionen (63-150 µm, > 150 µm) gesiebt. Die Fraktion > 150 µm wurde in zwei gleiche Hälften geteilt. Ein Teil des Sediments konnte so für die Isotopenanalyse und der andere Teil für die Analyse der Faunenzusammensetzung (Hale und Pflaumann, Ms. einger.) genutzt werden.

3.2 Stabile Isotopenanalyse an Gehäusen von *G. sacculifer*

Die Analyse der stabilen Isotope wurde an einem Massenspektrometer MAT 251 der Firma Finnigan mit automatischer Karbonataufbereitungsanlage durchgeführt. Sechs bis zehn Individuen der planktischen Foraminifere *Globigerinoides sacculifer* (ohne Sack-Kammer) (350-400 µm) wurden ausgelesen, um die erforderte Mindestmenge von derzeit 100 µg zu erreichen (M.Segl, mündl. Mitt.). Die Kalkgehäuse der Foraminiferen wurden dabei mit Phosphorsäure versetzt und unter Vakuum bei 75 °C zu CO₂ und Wasser aufgelöst. Aus dem gasförmigen CO₂ wurden anschließend im Massenspektrometer die stabilen Isotopenverhältnisse bestimmt. Zeitgleich mit den Messungen an den Foraminiferenschalen wurde auch das Karbonat eines Standards aus Burgbrohl gemessen. Dieses Standard-Gas ist gegen den internationalen Karbonat-Standard (PDB) NBS 19 des National Bureau of Standards kalibriert. Die Angaben der Isotopenverhältnisse erfolgen als relative Abweichung von dem Standardgas:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Probe}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standard}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standard}}} * 1000 \quad (1)$$

Dementsprechend gilt die oben genannte Gleichung für die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus den $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnissen. Analytische Standard-Abweichungen betragen im Meß-Zeitraum $\pm 0,07$ ‰ (M. Segl, mündl. Mitt.).

Die Foraminifere *G. sacculifer* lebt in der photischen Zone der Wassersäule in den obersten 10 m (Fairbanks et al., 1982; Ravelo und Fairbanks, 1992; Mulitza, 1994). Stabile Isotope der Kalkgehäuse von *G. sacculifer* ermöglichen die Rekonstruktion der Oberflächenhydrographie in tropischen Regionen (Curry and Crowley, 1987; Curry and Oppo, 1997). Untersuchungen in der Sargasso See zeigen einen maximalen Fluß von *G. sacculifer* in den warmen Sommermonaten (Deuser und Ross, 1989). $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. sacculifer* dürften im westlichen äquatorialen Atlantik jedoch die jahresdurchschnittliche Hydrographie widerspiegeln, da hier die saisonale Variation der Oberflächenwassermassen sehr gering ist (siehe auch Kapitel 2.2).

3.3 Berechnung von Paläosalinitäten anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. sacculifer*

Für die Berechnung von Paläosalinitäten aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten planktischer Foraminiferen benötigt man Paläotemperaturen, die sich über eine von Isotopen unabhängige Methode ermitteln ließen. Zum einen können $\delta^{18}\text{O}$ - unabhängige Paläotemperaturen mit Hilfe der Transfer-Funktion (Imbrie und Kipp, 1971) sowie mit der sogenannte Modern Analog Technik (Hutson, 1980; Prell, 1985; Pflaumann et al., 1996) berechnet werden. Zum anderen ermöglichen Messungen von Alkenonen Paläotemperaturberechnungen (Prah et al., 1988; Brassell, 1993; Sikes und Keigwin, 1994; Schneider et al., 1996).

Die Methodik der SSS-Berechnung anhand von Sauerstoffisotopen planktischer Foraminiferen in Kombination mit Paläotemperaturen aus Transfer-Funktionen wurde bereits im Nord-Atlantik angewendet (Duplessy et al., 1991; Maslin et al., 1995). In niederen Breiten des östlichen Atlantiks erfolgte die SSS-Berechnung bisher ausschließlich über Transfer-Funktionen (Wang et al., 1995). Alkenon-Messungen in Kombination mit Sauerstoffisotopen einer planktischen Foraminifere ermöglichten die Berechnung von SSS im Indischen Ozean (Rostek et al., 1993). Im folgenden wird versucht, mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der planktischen Foraminifere *G. sacculifer* und der SST, die über die Modern Analog Technik berechnet wurde (Hale und Pflaumann, Ms. einger.), SSS für die letzten 410 ka im tropischen westlichen Atlantik zu berechnen.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte planktischer Foraminiferen werden im wesentlichen von der Temperatur und dem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Meereswassers ($\delta^{18}\text{O}_w$), in dem die Foraminifere kalzifiziert, gesteuert (Epstein et al., 1953; Craig und Gordon, 1965; Wefer und Berger, 1991). $\delta^{18}\text{O}_w$ ist wiederum an das Verdunstungs-Niederschlags-Regime gebunden und somit an die Salinität des Wassers gekoppelt. Hohe Verdunstungsraten haben eine Anreicherung von ^{18}O und Salz im Ozeanwasser zur Folge, während hohe Niederschlagsraten eine Abreicherung von ^{18}O und Salz bewirken. Neben Niederschlag führt aber auch Frischwasser-Zustrom, insbesondere in höheren Breiten durch Fluß-Ausstrom und Eisschmelze, zu einer Abreicherung von ^{18}O und Salz im Ozean (Craig und Gordon, 1965). Im Hinblick auf Glazial/Interglazial-Variationen wird der $\delta^{18}\text{O}_w$ -Wert zusätzlich durch das an den Polkappen gelagerte Eis gesteuert (globaler Eiseffekt) (Labeyrie et al., 1987; Fairbanks et al., 1989).

Lokale Salzgehaltsvariationen des Oberflächenwassers wurden anhand folgender Gleichungen (Rostek et al., 1993) berechnet:

$$\Delta S = (\Delta\delta^{18}\text{O}_f - a - b \cdot \Delta T) / c \quad (2)$$

ΔS = Salinität(fossil) - Salinität (rezent)

$\Delta\delta^{18}\text{O}_f = \delta^{18}\text{O}_f(\text{fossil}) - \delta^{18}\text{O}_f(\text{rezent})$ von *G. sacculifer*

a = globale Eiseffekt-Kurve, normalisiert auf 1,2 ‰

(Labeyrie et al., 1987; Fairbanks et al., 1989)

b = Steigung der $\delta^{18}\text{O}_f$ /Temperatur- Beziehung

(= 0,19 für *G. sacculifer* (Duplessy et al. 1981))

$\Delta T = T(\text{fossil}) - T(\text{rezent})$

(hier: T(fossil) über die MAT berechnet (Hale und Pflaumann, Ms. einger.)

c = Steigung der $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitäts- Beziehung

(hier: = 0,5 (Pierre et al., 1991; Duplessy et al., 1991))

Absolute Salzgehalte wurden dann mit Hilfe folgender Gleichung berechnet:

$$S = \Delta S + S_{\text{rezent}} + (SL * 35/3800) \quad (3)$$

S_{rezent} = Daten aus Levitus (1994)

SL = Meeresspiegelkurve

(Chappell und Shackleton, 1986; Labeyrie et al., 1987)

Es wurde der MAT-Temperatur-Datensatz für die warme Jahreszeit ausgewählt (Hale und Pflaumann, Ms. einger.). Die MAT-Temperaturdaten korrelieren gut mit den rezenten Jahresmittelwerten, wie aus Tabelle 2 ersichtlich wird. Die so berechneten Salinitäten sollten Werte im Jahresmittel ergeben.

Tab. 2: Saisonale SST-Werte an den Stationen GeoB 1523-1 und GeoB 2204-2 (Levitus, 1994). Es wurden Differenzen zwischen den berechneten MAT-Temperaturen (Hale und Pflaumann, Ms. einger.) und den gemessenen saisonalen Temperaturen berechnet. Geringste Differenzen (**fett gedruckt**) zeigen die beste Übereinstimmung der MAT-Temperaturen mit den Levitus-Werten im Jahresmittel

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahresmittel	T (kalt) MAT	T (warm) MAT
GeoB 2204-2							
Temperatur (Levitus)	27,5 °C	26,2 °C	27,1 °C	28,3 °C	27,2 °C	26,4 °C	27,5 °C
MAT(kalt)-Levitus	-1,1 °C	0,2 °C	-0,7 °C	-1,9 °C	-0,8 °C		
MAT(warm)-Levitus	0,0 °C	1,4 °C	0,4 °C	-0,8 °C	0,3 °C		
GeoB 1523-1							
Temperatur (Levitus)	27,3 °C	27,2 °C	27,6 °C	27,2 °C	27,4 °C	26 °C	27,8 °C
MAT(kalt)-Levitus	-1,3 °C	-1,2 °C	-1,6 °C	-1,2 °C	-1,4 °C		
MAT(warm)-Levitus	0,5 °C	0,6 °C	0,2 °C	0,6 °C	0,4 °C		

Ein Problem bei der Salzgebhaltsberechnung besteht darin, daß keine $\delta^{18}\text{O}_w$ -Messungen aus der Region der beiden Kerne existieren. So mußten $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitäts-Beziehungen anderer Autoren herangezogen werden. Es wurde eine Steigung der $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitäts-Beziehung von 0,5 benutzt, die sich als Mittelwert aus den von Pierre et al. (1991) und Duplessy et al. (1991) gemessenen Werten ergab. Pierre et al. (1991) stellten eine $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitäts-Beziehung aufgrund von Wassermessungen für das Brasil-Becken auf. Die Gleichung von Duplessy et al. (1991) wurde hingegen anhand von GEOSECS-Daten für den gesamten Süd-Atlantik entwickelt.

Die Steigung der $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitäts- Beziehungen beeinflusst die Berechnung der Salinitäten sehr. So führt die Verwendung des flachen Gradientens von 0,19, konzipiert für den westlichen äquatorialen Atlantik nach Fairbanks et al. (1992), bei einem geringen $\Delta\delta^{18}\text{O}_f$ -Wert schon zu unrealistischen Änderungen der Salinitäten (z.B. bedeutet ein $\Delta\delta^{18}\text{O}_f$ -Wert von 0,3 ‰ eine Salzgehaltsänderung von 1,6 ‰). Das bedeutet, daß bei einer Anwendung des flachen Gradientens von 0,19 selbst geringfügige Änderungen im $\delta^{18}\text{O}$ aufgrund von Meßfehlern oder diagenetischen Veränderungen im Kalzit schon zu falschen Salzgehaltswerten führen würden. Auch wenn ein Gradient von 0,5 für den tropischen Bereich viel zu steil ist (Fairbanks et al., 1992), ergibt nur dieser hohe Wert realistische, wenn auch nur als **tendenzielle** Variationen zu verstehende SSS-Abschätzungen. Ein weiteres Problem ergibt sich dadurch, daß bei der vorgestellten Methodik eine über die Zeit konstante $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitäts-Beziehung vorausgesetzt wird. Es muß jedoch in Betracht gezogen werden, daß sich diese Beziehung mit der Zeit aufgrund von Änderungen im Niederschlags-/Verdunstungs-Regime, im Frischwasser-Zustrom sowie in der Quellregion der Wassermassen verändert haben wird. Daraus folgt, daß die Berechnung von SSSs keine eindeutigen Werte ergeben kann. Die berechneten SSS-Variationen sollten deshalb nur **als Tendenzen** betrachtet werden.

4. Stratigraphie

In Abb. 6 sind die Sauerstoffisotopenwerte von *G. sacculifer* gegen die Kerntiefe aufgetragen. Die Altersmodelle beider Kerne wurden über die Korrelation charakteristischer Isotopenereignisse mit der Standardstratigraphie der SPECMAP-Kurve (Imbrie et al., 1984; Prell et al., 1986) erstellt. Die beiden Altersmodelle sind vergleichend in Abb. 7 dargestellt.

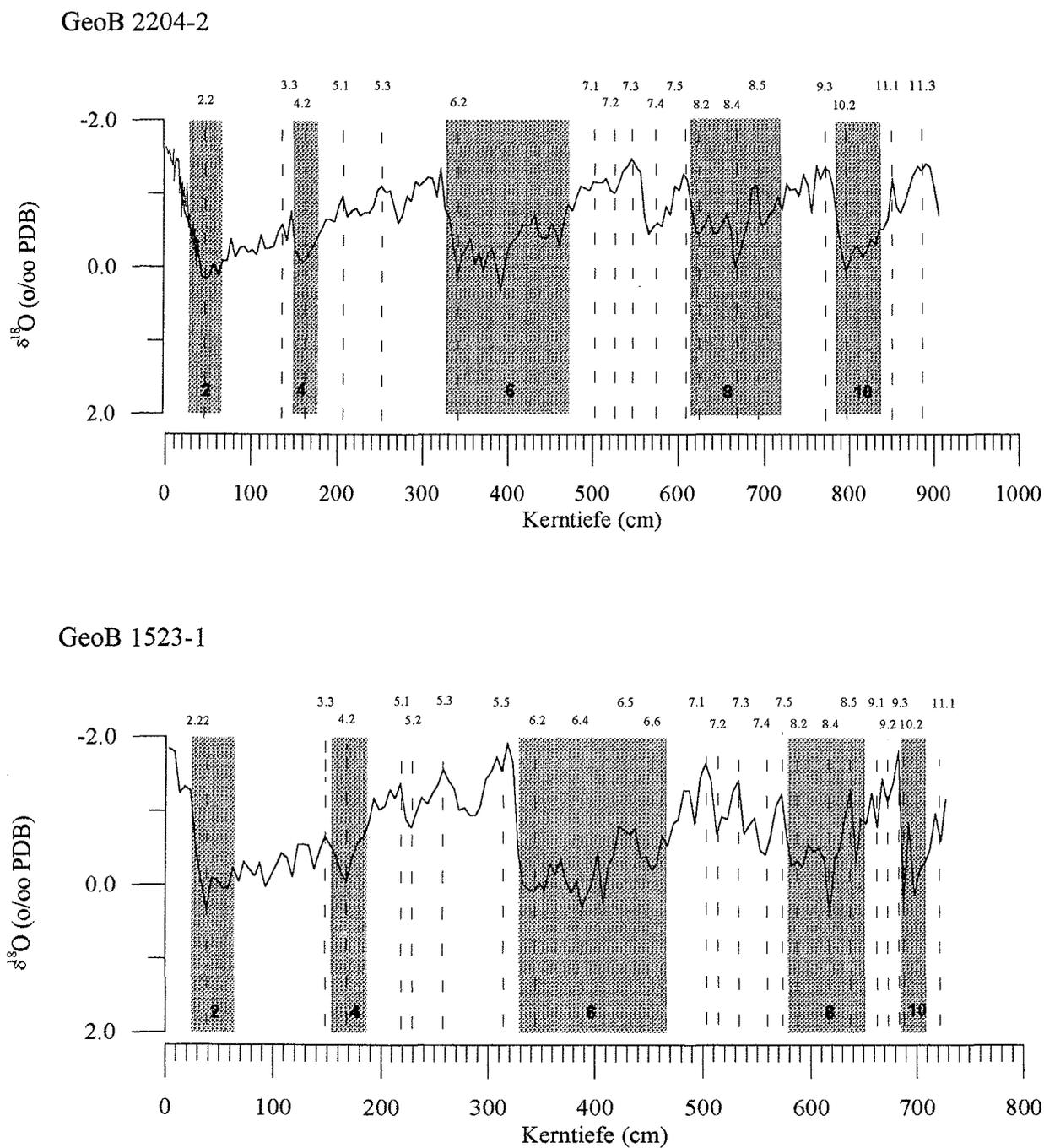


Abb. 6: Sauerstoff-Isotopenwerte der planktischen Foraminifere *G. sacculifer* in den Sedimentkernen GeoB 2204-2 (fette Linie) sowie im Multicorer GeoB 2204-1 (dünne Linie) und GeoB 1523-1. Kaltzeiten sind grau hinterlegt.

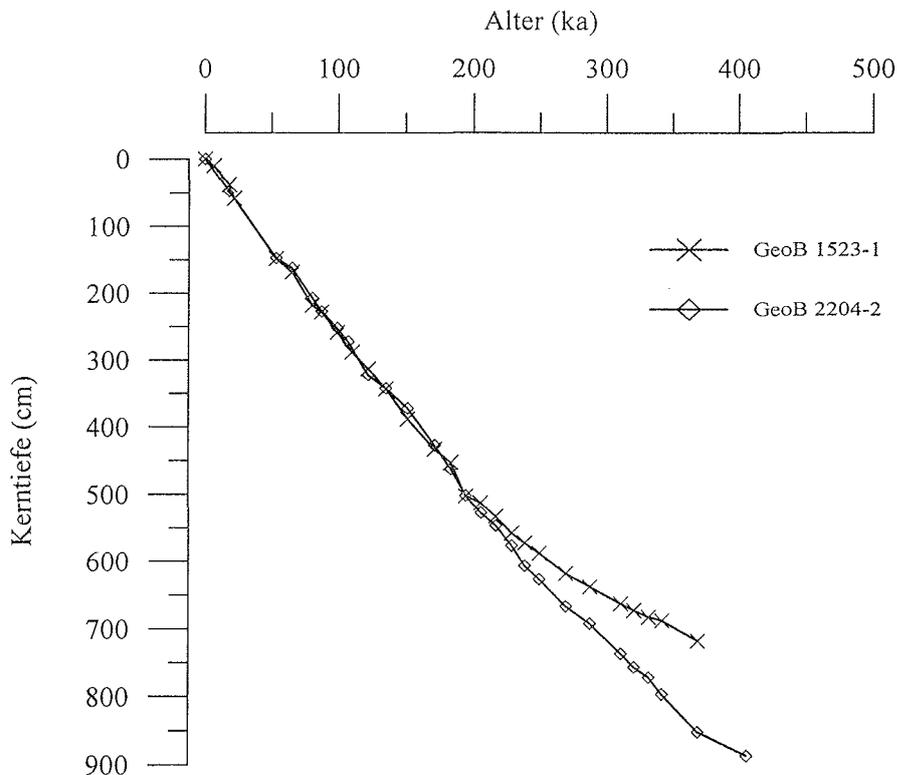


Abb. 7: Alters-/Tiefendiagramm der Kerne GeoB 1523-1 und GeoB 2204-2.

Der Kern GeoB 1523-1 reicht mit seinen Sedimenten bis ins Stadium 11.1 und hat ein Alter von 377 ka. GeoB 2204-2 mit einem Alter von 410 ka reicht bis ins Stadium 11.3. In regelmäßigen Tiefen-Intervallen von 250 bis 300 cm, entsprechend 100 ka, zeichnen schwere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 0,1 bis 0,3 ‰ die Glazialstadien nach (Abb. 6). Im Kern GeoB 1523-1 zeigt sich unterhalb von 525 cm Kerntiefe eine Abnahme der Sedimentationsrate (Abb. 7). Dieses ist vermutlich auf Sedimentausquetschung während der Kern-Entnahme zurückzuführen. Vergleiche der an den Multicorer-Proben (GeoB 1523-2) durchgeführten Isotopenanalyse zeigen eine gute Übereinstimmung mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve des Kerns GeoB 1523-1. Es ist deshalb davon auszugehen, daß der Kern GeoB 1523-1 im oberen Teil ungestört ist und die Sedimente der Kernoberfläche holozänes Alter haben. Die MUC-Proben GeoB 2204-1 ergaben jedoch, daß beim Kern GeoB 2204-2 die obersten 14 cm fehlen. So wurde die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve des Kerns GeoB 2204-2 um die Werte des MUC ergänzt. Um Differenzen zwischen den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten beider Kerne zu gleichen Zeitabschnitten zu bilden, wurden sämtliche $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf Intervalle von 1000 Jahren interpoliert.

5. Ergebnisse

5.1 Kalibrierung der Oberflächenproben

Die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (*G. sacculifer*, GeoB 1523 - GeoB 2204)-Werte zwischen den beiden Kernpositionen betragen 0,2 ‰. Die Unterschiede in den heutigen Oberflächentemperaturen im Jahresmittel sind zwischen den beiden Kernpositionen gleich Null (Abb. 4a und 5a). Jedoch liegen die SSS-Unterschiede im Jahresmittel bei 0,76 ‰ (Abb. 4b und 5b). Die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. sacculifer*) der Oberflächenproben sollten demnach die Unterschiede im Salzgehalt des Oberflächenwassers widerspiegeln (Tabelle 3).

Um die Rekonstruktion der Oberflächenhydrographie anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. sacculifer* zu unterstützen, werden im folgenden Häufigkeitszählungen der tiefliebenden planktischen Foraminifere *G. truncatulinoides (dextral)* (Hale und Pflaumann, Ms. einger.) herangezogen. Die Siedlungsdichte von *G. truncatulinoides (dex)* ist offenbar an Variationen der Thermokline und der Intensität der Durchmischung gebunden (Ravelo et al., 1990; Lohmann, 1992). So wurden maximale Häufigkeiten dieser Art von bis zu 10 % der Gesamtfauuna in den Subtropen beobachtet (Bé, 1977; Lohmann, 1992; Mulitza et al., 1997). In Planktonnetzen aus den Tropen wurde *G. truncatulinoides (dex)* in geringer Häufigkeit ausschließlich erst unterhalb der gemischten Deckschicht gefunden (Ravelo et al., 1990.) Es wird angenommen, daß juvenile Stadien von *G. truncatulinoides (dex)* in gut durchmischter Wassersäule leichter an die Wasseroberfläche aufsteigen, wodurch das Häufigkeitsmaximum in den Subtropen erklärt werden könnte (Lohmann und Schweitzer, 1990; Lohmann, 1992).

In den rezenten Oberflächenproben von GeoB 1523-1 und GeoB 2204-1 hat *G. truncatulinoides (dex)* minimale Häufigkeiten von 0,4 % bis 0,5 % (Tabelle 3), wie es typisch für die tropische Wassersäule mit Dichte-Stratifizierung zu sein scheint (Mulitza et al., 1997).

Tab. 3: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. sacculifer*) und prozentuale Häufigkeit von *G. truncatulinoides (dex)* in den Kernen GeoB 1523-1 und GeoB 2204-1 in Bezug zur Hydrographie der Oberflächenwassermassen

Position	Temperatur °C (10m)	Salinität (10m)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB) (<i>G. sacculifer</i>)	% <i>G. truncatulinoides (dex)</i>
GeoB 1523-1	27,4	35,71	-1,85	0,4
GeoB 2204-1	27,2	36,45	-1,64	0,56

5.2 $\delta^{18}\text{O}$ - und $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Variationen von *G. sacculifer* im Vergleich zu variierenden Häufigkeiten von *G. truncatulinoides* (dex) im Interglazial/Glazial-Wechsel

In Abb. 8 sind $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zusammen mit den $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen den beiden Kernen gegen das Alter aufgetragen. Die Standardabweichung von acht Messungen derselben Art in derselben Kerntiefe liegt bei $\pm 0,1 \text{ ‰}$ (Tabelle 4). $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind demnach innerhalb von $0,2 \text{ ‰}$ nicht signifikant.

Tab. 4: Standardabweichungen von insgesamt 8 Messungen an *G. sacculifer* in den Proben MUC GeoB 1523-2 und SL GeoB 1523-1 (Mulitza mündl. Mitt.)

	Tiefe (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Standard- abweichung ($\delta^{13}\text{C}$)	Standard- abweichung ($\delta^{18}\text{O}$)
GeoB 1523-2	0	1,66	-1,32	0,17	0,11
GeoB 1523-2	0	1,82	-1,52		
GeoB 1523-2	0	1,55	-1,53		
GeoB 1523-2	0	1,35	-1,71		
GeoB 1523-2	0	1,75	-1,48		
GeoB 1523-2	0	1,74	-1,46		
GeoB 1523-2	0	1,94	-1,63		
GeoB 1523-2	0	1,78	-1,61		
GeoB 1523-1	38	1,18	0,39	0,13	0,09
GeoB 1523-1	38	1,24	0,35		
GeoB 1523-1-	38	1,17	0,24		
GeoB 1523-1	38	1,20	0,25		
GeoB 1523-1	38	1,23	0,20		
GeoB 1523-1	38	0,85	0,32		
GeoB 1523-1	38	1,35	0,27		
GeoB 1523-1	38	1,20	0,10		

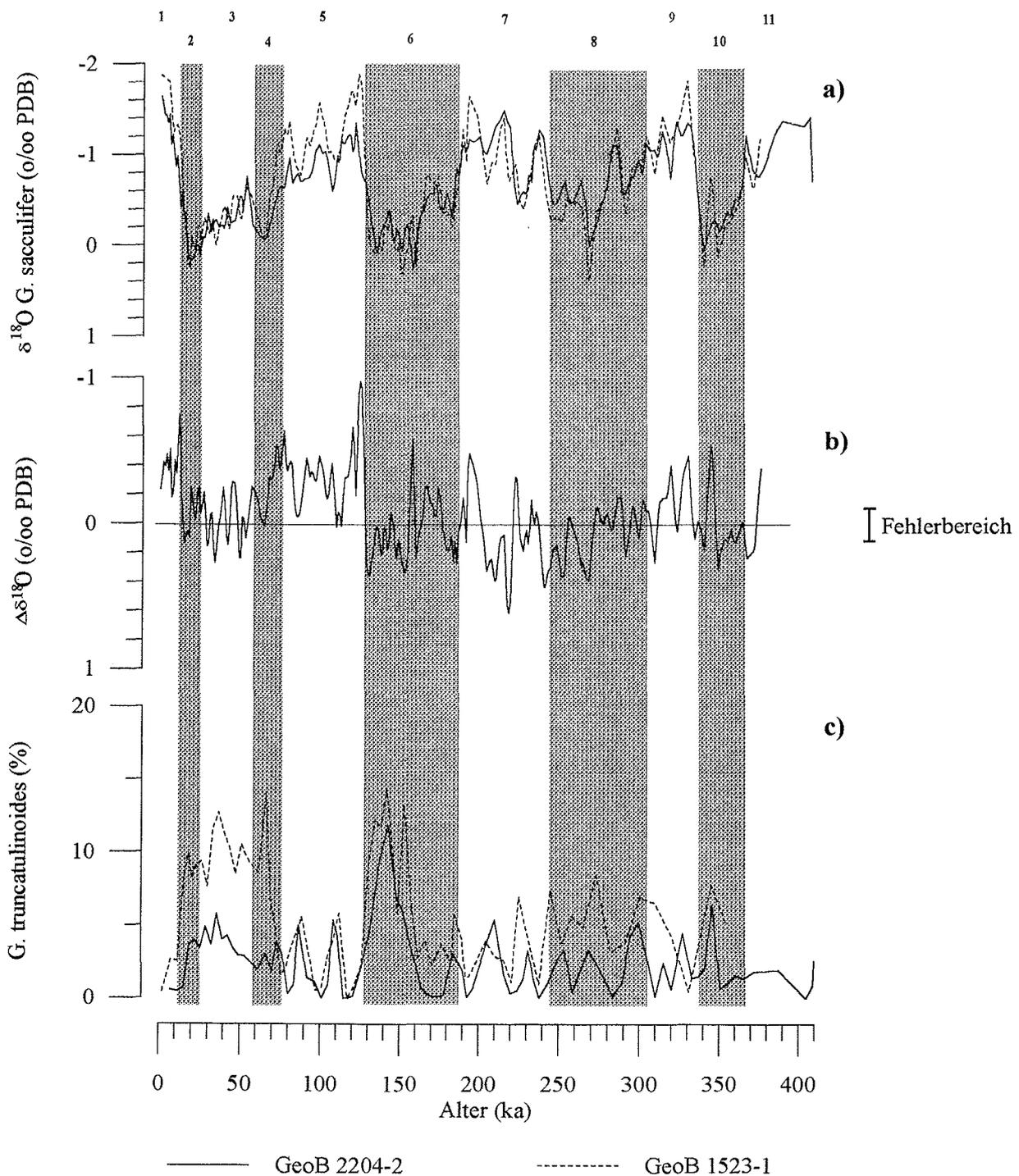


Abb. 8: a) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. sacculifer* in den Kernen GeoB 1523-1 und GeoB 2204-2, b) $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. sacculifer*) zwischen den beiden Kernen, c) Häufigkeiten von *G. truncatulinoides* (dex) in Prozent der Gesamtfaua (Hale und Pflaumann, subm. ms.)

Ein häufig diskutiertes Problem bei der Berechnung von $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werten sind geringe Sedimentationsraten der jeweiligen Sedimentkerne, da der Einfluß der Bioturbation das Isotopensignal dämpft (Curry and Crowley, 1987). Für die Berechnung von $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werten scheint eine Sedimentationsrate < 2 cm/ka kritisch zu werden (Mix, 1987). Die

Sedimentationsraten der hier bearbeiteten Kerne sind jedoch generell höher als 2 cm/ka und damit wohl außerhalb des kritischen Bereichs.

Die Amplitude der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen ist im allgemeinen im Kern GeoB 1523-1 höher als bei GeoB 2204-2. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte variieren im Kern GeoB 2204-2 zwischen -1,64 ‰ und +0,31 ‰ um einen mittleren Wert von 0,67 ‰. Die *G. sacculifer*- $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve des Kerns GeoB 1523-1 zeigt Schwankungen zwischen -1,92 ‰ und 0,39 ‰ um einen Mittelwert von 0,77 ‰. Im Holozän und im Stadium 5 sind die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit max. 0,7 ‰ am höchsten. Während dieser Interglaziale ist auch die Amplitude der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve im Kern GeoB 1523-1 deutlich höher als bei GeoB 2204-2. Während der Stadien 2, 3, 4 und 6 sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte an beiden Kernen ähnlich, und die Berechnung von $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen den beiden Kernen ergibt etwa 0 ‰.

Ein Grund für variierende $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen beiden Kernen könnte Karbonatlösung im Kern GeoB 1523-1 sein, der in 3292 m Wassertiefe in Glazialzeiten unterhalb der Lysokline gelegen haben könnte. Wie Fragmentierungsindex und Sandgehalt bei Rühlemann (1996) zeigen, ist Kalklösung im Kern GeoB 1523-1 in den Stadien 4, 8.4 und 10 anzunehmen. Nur geringfügige Lösung nimmt Rühlemann (1996) jedoch im Kern GeoB 2204-2 am Übergang der Stadien 9/10 an. Die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen den beiden Kernen haben in den Stadien 2, 3, 4 und 6 etwa gleiche Werte. Auch wenn die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Stadium 4 durch Lösungseffekte im Kern GeoB 1523-1 beeinflusst worden sein könnten, so zeigen doch die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den anderen drei Stadien ein sehr charakteristisches Muster. Dieses wird im folgenden als Resultat hydrographischer Änderungen im Glazial diskutiert.

Die prozentualen Häufigkeiten von *G. truncatulinoides* (dex) variieren zwischen 0 und 14 % der Gesamtfauuna, wobei höhere Werte für Glazialzeiten typisch sind (Abb. 8c). In Kern GeoB 1523-1 erreicht *G. truncatulinoides* (dex) maximale Werte von bis zu 14 % in den Stadien 2, 3, 4, und 6. Im Kern GeoB 2204-2 ist *G. truncatulinoides* (dex) mit bis zu 11,8 % im späten Stadium 6 am häufigsten vertreten. Vor dem Stadium 6 variieren die Häufigkeiten nur zwischen 0 und 5 % mit geringsten Werten in den Interglazialstadien.

5. 3 Oberflächenwasser-Salinitäten (SSS) für die letzten 410 ka

Abb. 9 zeigt die berechneten SSS-Kurven für die Position der Kerne GeoB 1523-1 und GeoB 2204-2. Es sind sowohl die absoluten Salinitätswerte (Abb. 9 a) als auch die lokalen Salinitätsänderungen als Abweichungen von der rezenten Salinität unabhängig vom globalen Eiseffekt (Abb. 9b) dargestellt. Der Fehler bei der Berechnung der Salzgehalte ergab einen Wert von ± 1 ‰ (bei einer Standardabweichung von 0,1 ‰ für die $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen, einem maximalen Fehler von $\pm 1,8$ °C bei der Temperaturberechnung und keinem Fehler in der Berechnung der globalen Eiseffektkurve).

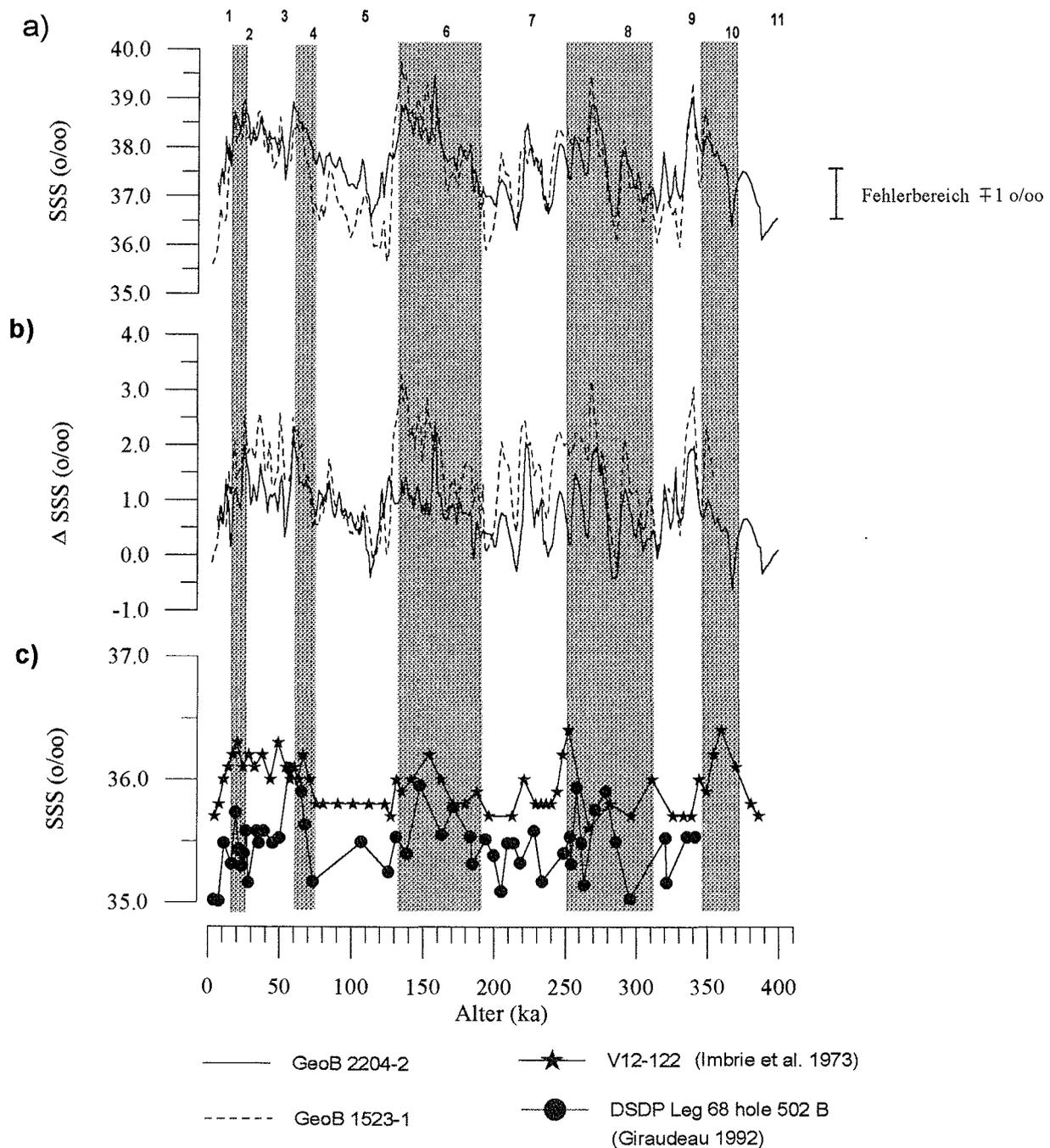


Abb. 9: a) Oberflächenwasser-Salinität (SSS) an den Kernpositionen GeoB 1523 und GeoB 2204 während der letzten 400 000 Jahre, b) Lokale Variationen der SSS, unabhängig vom globalen Eiseffekt, c) SSS in der Karibik, berechnet anhand von Transferfunktionen an planktischen Foraminiferen (Imbrie et al., 1973) und Coccolithen (Giraudeau, 1992)

Giraudeau (1992) hat mit Hilfe von Coccolithen Paläotemperaturen und Paläosalinitäten in der Karibik für die letzten 350 ka an einem DSDP-Kern (core 502B) berechnet (Abb. 9 c). Die Salinitätskurve eines benachbarten Kerns V12-122 wurde anhand einer Transfer-Funktion mit planktischen Foraminiferengesellschaften erstellt (Imbrie et al., 1973 in Abb. 9c).

Diskrepanzen zwischen den beiden Kurven sind begründet durch die unterschiedlichen Lebenstiefen planktischer Foraminiferen und Coccolithophoriden (Giraudeau, 1992). Die absoluten SSS-Werte zeigen im westlichen äquatorialen Atlantik - genauso wie in der Karibik während der Glaziale - eine deutliche Zunahme. Zum Teil ist dies auf den Eiseffekt zurückzuführen. Maximal variiert die SSS um $2,5 \text{ ‰} \pm 1 \text{ ‰}$ am GeoB 2204-2 und um $4 \text{ ‰} \pm 1 \text{ ‰}$ am GeoB 1523-1. Der Unterschied zwischen rezenter SSS und SSS im LGM beträgt $3,2 \text{ ‰} \pm 1 \text{ ‰}$ am GeoB 1523-1 und $2,15 \text{ ‰} \pm 1 \text{ ‰}$ am GeoB 2204-2. Die Variationsbreite der SSS ist im westlichen äquatorialen Atlantik deutlich höher als in der Karibik.

6. Diskussion: Änderung der Hydrographie im Glazial

Das Muster der $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Variationen zwischen den beiden Kernen (Abb. 8) impliziert, daß in den Glazialstadien deutlich andere hydrographische Bedingungen geherrscht haben müssen als während der Interglazialstadien. In diesem Teil der Diskussion soll ein Beispiel für mögliche hydrographische Änderungen für das LGM gerechnet werden (Tabelle 5), um denkbare glaziale Variationen der Hydrographie zu verdeutlichen. Der glaziale Eiseffekt wurde mit Subtraktion von $1,2 \text{ ‰}$ vom gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert berücksichtigt (Labeyrie et al., 1987; Fairbanks et al., 1989). Die Abschätzungen für den Eiseffekt von $+1,0 \text{ ‰}$, basierend auf den Arbeiten von Schrag et al. (1996), führen zur Abschätzung von leicht höheren Abkühlungsraten bzw. von leicht höheren SSS-Werten, die in Klammern () angegeben sind. Es wurden insgesamt drei mögliche Hypothesen für hydrographische Änderungen im LGM aufgestellt, die in Tabelle 5 zusammengefaßt sind.

(1) Eine ausschließlich temperaturgesteuerte Variabilität des $\delta^{18}\text{O}$

Temperaturänderungen wurden mit Hilfe der Paläotemperaturgleichung (Shackleton, 1974) abgeschätzt.

$$T = 16,9 - 4,38(\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}}) + 0,1(\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}})^2 \quad (4)$$

Mit einer Abkühlung der Oberflächenwassermassen von $\sim -4^\circ\text{C}$ ($\sim -4,5^\circ\text{C}$) (GeoB 1523-1) und $\sim -2^\circ\text{C}$ ($\sim -3^\circ\text{C}$) (GeoB 2204-2) im LGM ergeben sich unterschiedliche SST zwischen den beiden Positionen. Da beide Positionen heute im gleichen ozeanographischen Gebiet der Tropen liegen und die SST von der Warmwasseradvektion durch den SEC geprägt wird, erscheint es unwahrscheinlich, daß sich die SST im LGM um 2°C unterschieden haben könnte. Außerdem zeigen Paläotemperatur-Berechnungen an den Kernen GeoB 1523-1 und GeoB 2204-2, daß die SST im Interglazial/Glazial-Wechsel des Spätquartärs stabil gewesen ist (Hale und Pflaumann, Ms. eingepr.).

(2) Eine ausschließlich salzgehaltsgesteuerte Variabilität des $\delta^{18}\text{O}$

Mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitäts-Beziehung für die tropischen Regionen des West-Atlantiks (Fairbanks et al., 1992) und einer Korrektur des SMOW Standards auf PDB (Hut, 1987) kann die Salzgehaltsänderung (Holozän - LGM) aus dem $\delta^{18}\text{O}$ von *G. sacculifer* abgeschätzt werden.

$$\delta^{18}\text{O}_w = 0,19 \text{ Sal.} - 5,97 - 0,27 \quad (5)$$

Bei völlig gleichbleibender SST im LGM ergeben sich dann SSS-Zunahmen von $\sim +4,7 \text{ ‰}$ ($\sim +5,7 \text{ ‰}$) (GeoB 1523-1) und $\sim +3,0 \text{ ‰}$ ($\sim +4 \text{ ‰}$) (GeoB 2204-2). Diese Werte erscheinen sehr unrealistisch, da sie zu absoluten SSS Werten von maximal 41 ‰ führen würden.

Wie Bijma et al. (1990) in Laborversuchen zeigen, überleben viele planktische Foraminiferen, so auch *G. sacculifer*, einen Salzgehalt $>40 \text{ ‰}$ nicht. Wenn also die absolute SSS derart angestiegen wäre, so dürfte man mit einem drastischen Rückgang in den Foraminiferen-Häufigkeiten rechnen, wie es zum Beispiel im LGM des Roten Meeres beobachtet wurde (Hemleben et al., 1996). Da die Faunenzusammensetzung in beiden Kernen keinen derartigen drastischen Rückgang im LGM zeigt (Hale und Pflaumann, Ms. einger.), kann die Hypothese einer ausschließlichen Salzsteuerung der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen verworfen werden. Wahrscheinlich werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen durch eine Kombination von Temperatur- und Salinität-Änderung gesteuert.

(3) Eine Kombination aus temperatur- und salzgehaltsgesteuerter Variabilität des $\delta^{18}\text{O}$

Das Maß der Abkühlung tropischer Oberflächenwasser im Glazial wird in der Literatur kontrovers diskutiert (siehe auch Diskussion in Crowley und North, 1991). Tropische Abkühlungsraten, die mit Hilfe von Transfer-Funktionen (z.B. CLIMAP, 1981; McIntyre et al., 1989; Billups und Spero, 1996; Hale und Pflaumann, Ms. einger.) und Alkenonen (Sikes und Keigwin, 1994) für das LGM abgeschätzt wurden, werden von einigen Autoren als zu gering eingeschätzt (Rind and Peteet, 1985; Ravelo et al., 1990; Diskussion in Crowley und North, 1991; Guilderson et al., 1994; Curry and Oppo, 1997). Probleme in der Temperaturabschätzung über Transfer-Methoden sind bekannt und wurden in der Literatur häufig diskutiert (Ravelo et al., 1990; Anderson and Webb, 1994; Curry and Oppo, 1997). Eine Abkühlung von 5 bis 6 °C in den Tropen wird aufgrund von Sr/Ca-Messungen an Korallen angenommen (Guilderson et al., 1994). Edelgas-Konzentrationen im Grundwasser des tropischen Amerikas deuten auf ähnlich intensive glaziale Abkühlung (Stute et al., 1995). Anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten planktischer Foraminiferen berechnen Curry und Oppo (1997) an einem benachbarten Kern auf dem Ceara Rücken hohe SST-Abnahmen von bis zu 4 °C. Curry und Oppo (1997) berücksichtigen in ihren Arbeiten jedoch nicht, daß SST-Abkühlung an anderen Kernstationen im tropischen westlichen Atlantik (hier: GeoB 2204-2) aufgrund von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten

(*G.sacculifer*) sehr viel geringer sind. Im Gegensatz zu intensiven glazialen SST-Abnahmen in den Tropen stehen Temperaturabnahmen von max. 2 °C, die mit Hilfe von Foraminiferen-Vergesellschaftungen, $\delta^{18}\text{O}$ -Werte planktischer Foraminiferen und Alkenonen ermittelt wurden (CLIMAP, 1981; McIntyre et al., 1989; Sikes und Keigwin, 1994; Billups und Spero, 1996; Hale und Pflaumann, Ms. einger.). Die Diskrepanz zwischen den terrestrischen (glaziale Schneegrenzen in tropischen Bergregionen) und marinen Daten verdeutlicht, daß eine Abkühlung von 2 °C zu gering für die Tropen ist (Rind und Peteet, 1985). Nur eine - eher unwahrscheinliche - Änderung des tropischen Temperaturgradienten zwischen Land und Ozean („lapse rate“) würde die geringe Abkühlung erklären (Rind und Peteet, 1985). Wie in Crowley und North (1981) diskutiert wird, sind geringe tropische SST-Abnahmen auf ihre Gültigkeit getestet worden (z.B. Brassell et al., 1986; Broecker, 1986) und konnten als mögliche Hypothese nicht verworfen werden.

Die hier vorgestellten Daten des Kernes GeoB 2204-2 zeigen, daß die glaziale $\delta^{18}\text{O}$ -Zunahme planktischer Foraminiferen im tropischen Bereich des westlichen Atlantik die von CLIMAP (1981) bereits ermittelte Abkühlung von bis zu 2 °C bestätigt. Paläotemperaturberechnungen an den Kernen GeoB 1523-1 und GeoB 2204-2 bestätigen eine geringfügige glaziale Abkühlung (Hale und Pflaumann Ms. einger., Rühlemann 1996). Der zusätzliche Anstieg im $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im Kern GeoB 1523-1 (Tab. 5) kann auf einen lokalen Anstieg des Salzgehaltes im Bereich der heutigen ITCZ zurückgeführt werden. Die unter 5.3 (Abb. 9) und in Tabelle 5 abgeschätzte SSS-Zunahme im LGM scheint auf den ersten Blick widersprüchlich zu sein. So beträgt die angenommene SSS-Zunahme im LGM zum einen +1,7 ‰ (GeoB 1523-1, Tabelle 5), zum anderen + 3,2 ‰ (GeoB 1523-1) und + 2,15 ‰ (GeoB 2204-2) (Abb. 9). Bei der SSS-Berechnung führt der hohe Fehler zu ungenauen Werten (siehe auch Kapitel 5.3). Beiden SSS-Abschätzungen (Abb. 9 und Tab. 5) ist jedoch gemeinsam, daß der Salzgehalt im LGM an der Position GeoB 1523-1 im Vergleich zur Position GeoB 2204-2 lokal angestiegen war.

Tabelle 5: Mögliche hydrographische Variationen im Letzten Glazialen Maximum (LGM) (grau hinterlegt)

	GeoB 1523-1	GeoB 2204-2
Holozän	-1,87 ‰	-1,64 ‰
LGM	0,24 ‰	0,14 ‰
$\Delta\delta^{18}\text{O}$ (Holozän-LGM)	+2,1 ‰	+1,78 ‰
globaler Eiseffekt	+1,2 ‰	+1,2 ‰
restlicher $\Delta\delta^{18}\text{O}$	0,9	0,58 ‰
(1) temperaturgesteuert	~-4°C	~-2°C
(2) salinitätsgesteuert	~+4,7 ‰	~+3‰
(3) sowohl temperatur- als auch salinitätsgesteuert	~-2°C ~+1,7 ‰	~-2°C

Die heutigen Unterschiede in der SSS zwischen den Positionen GeoB 1523 und GeoB 2204, die auf den Einfluß der ITCZ zurückzuführen sind, sind in den Glazialstadien 2, 3, 4 und 6 nicht mehr bzw. kaum erkennbar (Abb. 9). Auch die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind demzufolge fast gleich Null (Abb. 8). Ein Anstieg der SSS an Position GeoB 1523 in Glazialen wird durch die maximalen Häufigkeiten von *G. truncatulinoides* (dex) im Kern GeoB 1523-1 bestätigt (Abb. 8 c). Da *G. truncatulinoides* in ihren maximalen Häufigkeiten mit Ereignissen tieferreichender Durchmischung in der Wassersäule korreliert, wird diese Art auch als Proxy für die vertikale Durchmischung von Oberflächenwassermassen genutzt (Mulitza et al., 1997; Lohmann, 1992; Lohmann und Schweitzer, 1990). Das Ausmaß vertikaler Durchmischung wird durch die Dichte der Oberflächenwassermassen gesteuert, die wiederum eine Funktion von Oberflächenwasser-Temperatur und -Salinität ist. Häufigkeits-Maxima von *G. truncatulinoides* (dex) im Kern GeoB 1523 korrelieren in den Stadien 2, 3, 4, und 6 mit minimalen $\Delta\delta^{18}\text{O}$ zwischen beiden Kernen (Abb. 8 b). Unter der Annahme, daß die SST keiner wesentlichen Änderung im Glazial unterworfen war, spiegelt die Häufigkeit von *G. truncatulinoides* (dex) in Glazialstadien höhere SSS an der Position GeoB 1523-1 wider.

Höhere SSS könnte das Ergebnis einer Abnahme der Frischwasserzufuhr sein. Die atmosphärische Konvergenzzone ITCZ, die heute durch hohen Niederschlag die SSS-Werte an der Position GeoB 1523 herabsetzt, muß entweder im LGM bzw. in Glazialstadien schwächer gewesen oder verlagert worden sein. Eine Verringerung der Intensität der Hadley Zelle wird in atmosphärischen Zirkulationsmodellen angenommen (Gates, 1976). Die von CLIMAP (1981) postulierte geringfügige Abkühlung der tropischen Meeresoberfläche würde ausreichen, um den Wasserdampf in der Atmosphäre zu reduzieren, was wiederum zu verringertem Aufstieg von Luftmassen in den Tropen führen würde (Gates, 1976; Crowley und North, 1991). Dies würde eine Verringerung des Niederschlags in der Region der Hadley Zelle bewirken. Auch „General Circulation Models“ (GCM), bei denen geringe tropische

Abkühlungsraten vorgegeben werden, zeigen eine Zunahme der Aridität in tropischen Regionen (Manabe und Hahn, 1977; Rind und Peteet, 1985; Manabe und Stouffer, 1988; DeMenocal und Rind, 1993; Lorenz et al., 1996). Dies wird auch durch verschiedene geologische Beobachtungen unterstützt. So deuten die äolischen Ablagerungen in tropisch-terrestrischen Regionen (Sarnthein, 1978; Clapperton, 1993), Pollen- und Dinoflagellaten-Verteilungen in marinen Sedimenten (Rossignol-Strick und Duzer, 1979; Hooghiemstra et al., 1987), Aluminium-Fluß-Daten in marinen Sedimenten (Matthewson et al., 1995) und NO_3 -Messungen in Eiskernen aus Peru (Thompson et al., 1995) auf verstärkte tropische Aridität im LGM.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die präsentierten $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von *G. sacculifer* im LGM eine Abkühlung der Meeresoberfläche von $\sim 2^\circ\text{C}$, wie sie von CLIMAP (1981) und anderen (s.o.) angenommen wird, bestätigen. Der westliche äquatoriale Atlantik scheint im Interglazial/Glazial-Wechsel relativ stabile hydrographische Verhältnisse aufzuweisen, wie es bereits Daten von McIntyre et al. (1989) gezeigt haben. Die regionale Zunahme der SSS an der Position GeoB 1523 resultiert aus einer Abnahme der Niederschlagsrate bzw. einer Abschwächung der Hadley Zelle. Die erhöhte SSS im tropischen Atlantik kann in Zusammenhang mit der angenommenen verringerten SSS im Nord-Atlantik (Duplessy et al., 1991) gebracht werden. Im Kontext der globalen Conveyor-Zirkulation ist die Zunahme der tropischen SSS als Resultat eines verringerten meridionalen Wassermassentransports anzusehen. Modelle zeigen, daß der Wärmetransport (und damit auch der Salztransport) aus tropischen Regionen in den Nord-Atlantik während Glazialstadien verringert war (Miller and Russell, 1989). Dies müßte zu einer Akkumulation von Wärme und Salz in tropischen Regionen des West-Atlantiks geführt haben.

7. Schlußfolgerungen

1. Sowohl die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (*G. sacculifer*)-Berechnungen als auch die Häufigkeiten von *G. truncatulinoides* (dex) und SSS-Abschätzungen an den Kernen GeoB 1523-1 und GeoB 2204-2 für die letzten 410000 Jahre dokumentieren Veränderungen im Verdunstungs-/Niederschlags-Regime im westlichen äquatorialen Atlantik im Wechsel zwischen Interglazial- und Glazialzeiten. Im Holozän und Stadium 5 führen erhöhter Niederschlag im Bereich der ITCZ zu einer Verringerung der SSS an der Position GeoB 1523. In den Stadien 2, 3, 4 und 6 kann an minimalen $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werten und maximalen Häufigkeiten von *G. truncatulinoides* (dex) im Kern GeoB 1523-1 eine Zunahme der SSS an der Position GeoB 1523-1 abgeleitet werden. Die Abschätzungen der Paläosalinitäten bestätigen diese Annahme. Die tropische Hadley Zelle war während der Stadien 2, 3, 4 und 6 abgeschwächt, wie es auch Modelle vermuten lassen (Gates, 1976). Reduzierte Niederschlagsraten führten zu erhöhter SSS an der Position GeoB 1523. Im Gegensatz dazu blieb die SSS an der Position GeoB 2204 unverändert.

2. Im globalen Kontext der Conveyor-Zirkulation bedeuten erhöhte glaziale SSS-Werte im tropischen West-Atlantik eine Abnahme des Wärme- und Salztransports in den Nord-Atlantik. Während die Reduzierung der Conveyor-Zirkulation zu einer Akkumulation von Wärme (McIntyre et al., 1989) und Salz in tropischen Regionen führte, kommt es zu einer Abnahme der SSS im Nord-Atlantik (Duplessy et al., 1991). Es wird vermutet, daß eine Abschwächung der globalen thermohalinen Zirkulation des „Conveyor Belt“ im Glazial in Verbindung mit verringerten Niederschlägen in tropischen Regionen des Atlantiks zu der hier beobachteten Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes an der Position GeoB 1523 geführt hat.

Teil II: Hydrographische Steuerung der stabilen Isotope planktischer tiefliebender Foraminiferen und ihre paläozeanographische Anwendungsmöglichkeiten

1. Einleitung

Planktische Foraminiferen leben und kalzifizieren in unterschiedlichen Wassertiefen (Berger, 1969; Bé, 1977; Fairbanks et al., 1982). Ihre stabilen Isotopenverhältnisse können daher für die paläozeanographische Rekonstruktion verschiedener Wassertiefen benutzt werden (Douglas und Savin, 1978; Whitman und Berger, 1992). Es wird angenommen, daß einige Foraminiferen-Arten während ihrer Migration in tiefere Wassermassen fortwährend Kalzit anlagern (Bé und Lott, 1964; Emiliani, 1971; Fairbanks et al., 1980; Erez und Honjo, 1981; Duplessy et al., 1981; Hemleben et al., 1985; Lohmann, 1995). Das $\delta^{18}\text{O}$ - sowie $\delta^{13}\text{C}$ -Signal einer migrierenden Foraminifere stellt damit ein gemischtes Isotopensignal verschiedener Lebenstiefen dar, die im Laufe ihres Lebenszyklus erreicht wurden (Bé und Lott, 1964; Deuser et al., 1981; Deuser und Ross, 1989; Lohmann, 1995). Die Korrelation zwischen Größe und $\delta^{18}\text{O}$ - sowie $\delta^{13}\text{C}$ - Werten verschiedener Foraminiferenarten verdeutlicht den Einfluß der ontogenetischen Entwicklung auf das Isotopensignal (Berger et al., 1978; Curry und Matthews, 1981; Hemleben et al., 1985). Ist das Isotopensignal ein gemischter Wert unterschiedlicher Wassertiefen, die im Laufe der Tiefenmigration erreicht wurden, so führt dies zu Problemen bei der paläozeanographischen Interpretation dieser Werte (Curry und Crowley, 1987; Deuser und Ross, 1989; Lohmann, 1995).

Besonders charakteristisch ist für einige Arten, wie z.B. *Globorotalia truncatulinoides* und auch *Globorotalia crassaformis*, die Bildung sekundären Kalzits bzw. einer Kruste im fortgeschrittenen Stadium ihrer Ontogenese. Diese Kruste wird in sehr großen Wassertiefen gebildet. So wurde das Auftreten von verkrusteten Exemplaren in Oberflächenproben im Golf von Mexico für *G. truncatulinoides* unterhalb einer Wassertiefe von 300 m und für *G. crassaformis* unterhalb von 700 m angesiedelt (Orr, 1967). In Laborversuchen wurde für die Krustenbildung von *G. truncatulinoides* eine Wassertemperatur von 8 bis 10 °C ermittelt (Hemleben et al., 1985). In der Sargasso See entspricht dies einer Krustenbildungstiefe von ca. 800 m, was sich auch am $\delta^{18}\text{O}$ -Signal von *G. truncatulinoides* ablesen läßt (Deuser und Ross, 1989).

Um stabile Isotope der tiefliebenden planktischen Foraminiferen *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* für die paläozeanographische Rekonstruktion anwenden zu können, ist es wichtig, das Wissen über ihren Lebenszyklus und ihre ontogenetische Kalzitanlagerung zu erweitern. Stabile Sauerstoffisotope von *G. crassaformis* zeigen eine gute Übereinstimmung mit einer mittleren Wassertiefe von 400 m, von *G. truncatulinoides* mit einer mittleren Wassertiefe von 200 bis 250 m (Deuser und Ross, 1989; Mulitza, 1994). Bei diesen Abschätzungen bleibt jedoch der Einfluß der Tiefenmigration sowie der Bildung einer Kruste

auf den Isotopenwert unberücksichtigt. In dieser Arbeit wird neben den Untersuchungen zum Lebenszyklus auch näher auf die Bildung einer Kruste und deren Anteil an der Gesamtschale von *G. truncatulinoides* eingegangen.

Die Abhängigkeit des Lebenszyklus der beiden tiefliebenden Foraminiferen-Arten von hydrographischen Bedingungen ist eine weitere wichtige Fragestellung. Schon die vertikale Separation unterschiedlicher Arten ist in tropischen, gut stratifizierten Gebieten deutlicher als in höheren Breiten mit durchmischter Wassersäule (Douglas und Savin, 1978; Hemleben et al., 1989). Ein Einfluß regionaler Hydrographie auf die ontogenetische Entwicklung von *G. menardii* und *G. tumida* nehmen Schweitzer und Lohmann (1991) an. Diskutiert wird in der Literatur die Abhängigkeit des Lebenszyklus der Art *G. truncatulinoides* von verschiedenen hydrographischen Parametern wie der Temperatur oder der Dichte (Curry und Matthews, 1981; Lohmann, 1991; McKenna, 1995).

In dieser Arbeit wurde anhand stabiler Isotopen der Lebenszyklus in Abhängigkeit von der Hydrographie von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* näher untersucht. Außerdem wurden $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen, die im allgemeinen als Proxy zur Rekonstruktion von Nährstoffgehalten benutzt werden (z.B. Berger et al., 1978; Curry und Crowley, 1987; Oppo und Fairbanks, 1989), auf den Einfluß von Vitaleffekten überprüft. Es wurden hierzu Oberflächenproben bearbeitet, die in zwei hydrographisch verschiedenen Regionen liegen: a) im tropischen westlichen äquatorialen Atlantik mit ganzjährig geschichteter Wassersäule und b) im subtropischen westlichen Süd-Atlantik mit gut durchmischter Wassersäule. Neben den Messungen stabiler Isotopen wurden das Gewicht und die Größe bzw. das Volumen einzelner Individuen ermittelt, um die ontogenetischen Entwicklungsstadien zu erfassen.

2. Arbeitsgebiet

2.1. Regionale Ozeanographie

Die oberflächennahe Ozeanographie im westlichen Süd-Atlantik wird entscheidend geprägt durch den küstennahen Brasil-Strom (BC) (Abb. 10). Gespeist wird dieser durch den Südäquatorial-Strom (SEC), der sich bei 10°S vor der Küste Brasiliens in den nordwärts strömenden Nord-Brasilstrom (NBC) und den südwärts fließenden BC aufteilt (Peterson und Stramma 1991). Der BC ist ein relativ schwacher Oberflächenstrom: geschätzt wird ein Transport von 4 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Er transportiert warme Wassermassen in den Süden. Diese treffen an der Brasil-Falkland-Konfluenz auf subantarktische kalte Wassermassen, die mit dem Falkland-Strom (FC) nordwärts strömen (Gordon und Greengrove, 1986). Die nördliche Begrenzung dieser Konvergenzzone ist im Sommer bei ca. $30 - 33^\circ$ Süd und im Winter südlich von 35° Süd positioniert (Boltovskoy, 1976; Garzoli und Garraffo, 1989). An der Konvergenz werden charakteristische Wassermassen gebildet, die in die südatlantischen

Zentralwässer (SACW) eingehen (McCartney, 1982; Tomczak, 1984). Dazu zählen im wesentlichen die sogenannten „mode waters“, die durch einen niedrigen Gradienten und einen sehr hohen Sauerstoffgehalt charakterisiert sind und das SACW belüften (McCartney, 1982). Die Nährstoffgehalte des SACW sind relativ hoch (Phosphatgehalte zwischen 1,68 - 2,80 $\mu\text{mol/l}$, Tomczak, 1984). Das SACW sowie die Zwischenwassermassen (AAIW) werden nach Norden - äquatorwärts - transportiert und sorgen dort für die Nährstoffversorgung der tropischen Thermokline bzw. des äquatorialen Auftriebsgebietes.

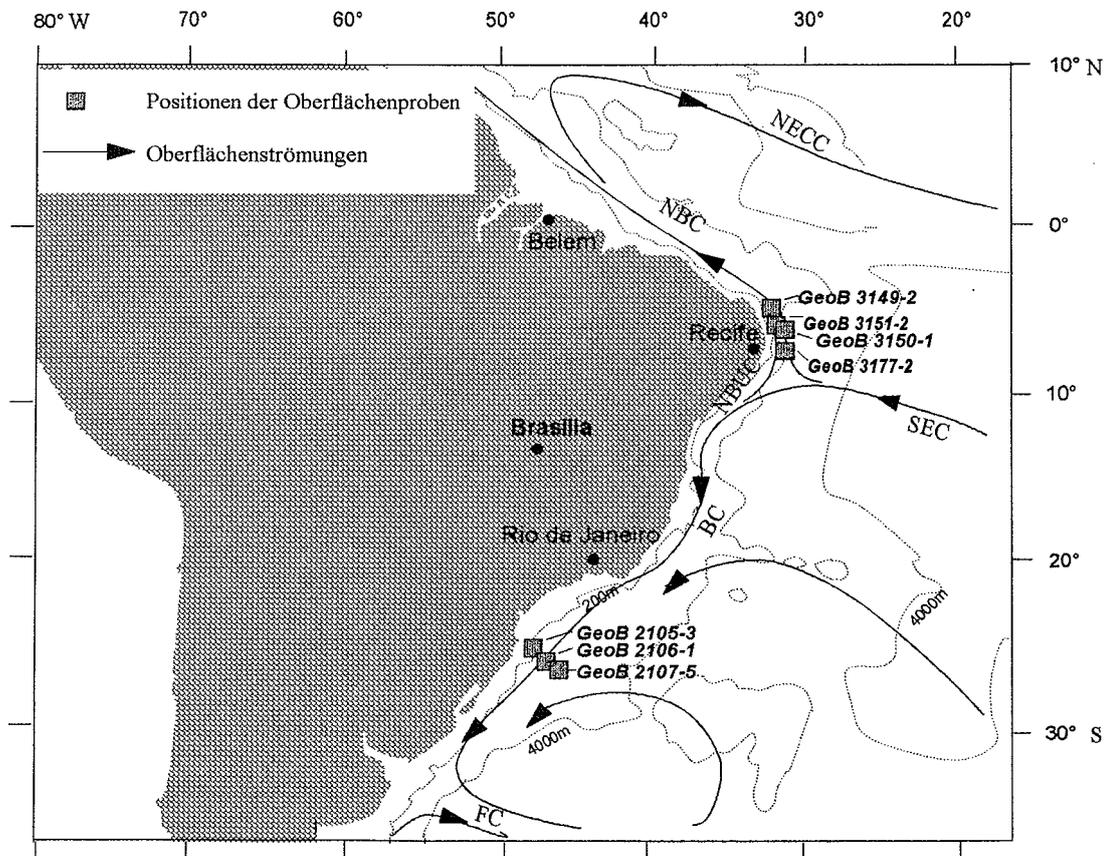


Abb. 10: Oberflächenzirkulation und Bathymetrie im westlichen Süd-Atlantik (nach Peterson und Stramma, 1991) und Positionen der Oberflächenproben (Großkastengreifer und Multicorer). (BC=Brasilstrom, FC=Falklandstrom, NBC=Nordbrasilstrom, NBUC=Nordbrasil-Unterstrom, NECC=Nordäquatorialer Gegenstrom, SEC=Südäquatorialstrom).

2.2 Hydrographie in den Subtropen und Tropen

Die hydrographische Struktur der Wassersäule unterscheidet sich in der äquatornahen tropischen Region stark von der in der südlichen subtropischen Region. In Abb. 11 ist die Temperaturverteilungen im Jahresmittel in der Wassersäule auf einem Schnitt zwischen 2° S/32° W und 29° S/48° W dargestellt (Levitus 1982). Der Temperaturgradient in den Tropen ist größer als in den Subtropen, was auf eine generelle Erwärmung der Oberfläche

zurückzuführen ist. Die Schichtung der Wassersäule ist in den Tropen ganzjährig gegeben, wobei sich in den Subtropen nur eine saisonale Schichtung in der wärmsten Jahreszeit ergibt (Saisonale Temperaturprofile bei 6° S und 27° S zeigt Abb. 12).

Aufgrund der tropischen Temperatur- und Salinitätsverhältnisse ist auch der Dichtegradient in den Tropen sehr viel größer als in den Subtropen. Da sowohl Temperatur als auch Salinität den $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Meerwasser (= $\delta^{18}\text{O}_w$) steuern (Craig und Gordon, 1965), herrscht in der tropischen Wassersäule ein größerer $\delta^{18}\text{O}_w$ -Gradient als in der subtropischen, gut geschichteten Wassersäule.

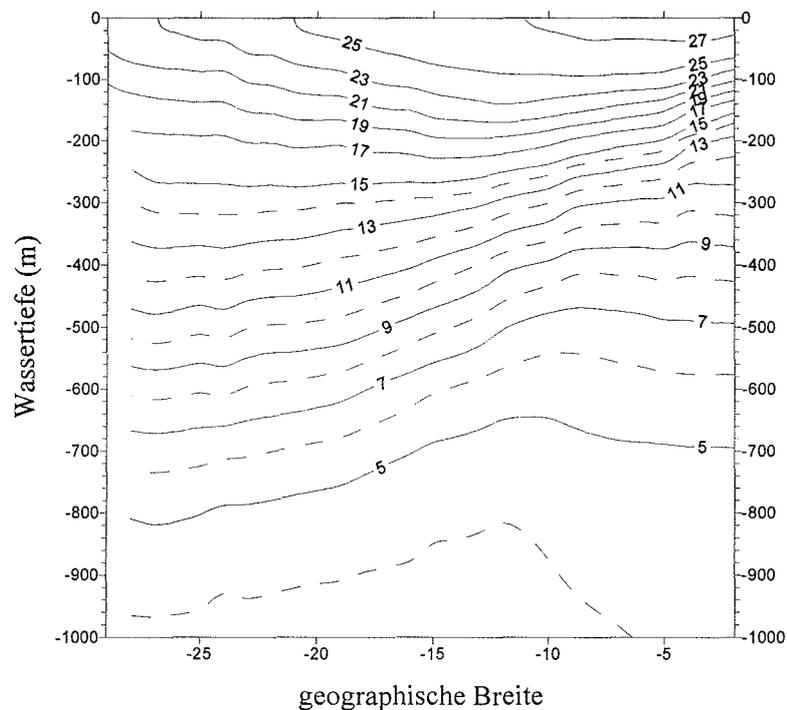


Abb. 11: Temperatur-Profilschnitt im westlichen Süd-Atlantik von 2° S/32° W bis 29° S/48° W (Jahresmittelwerte aus Levitus, 1982, 1994).

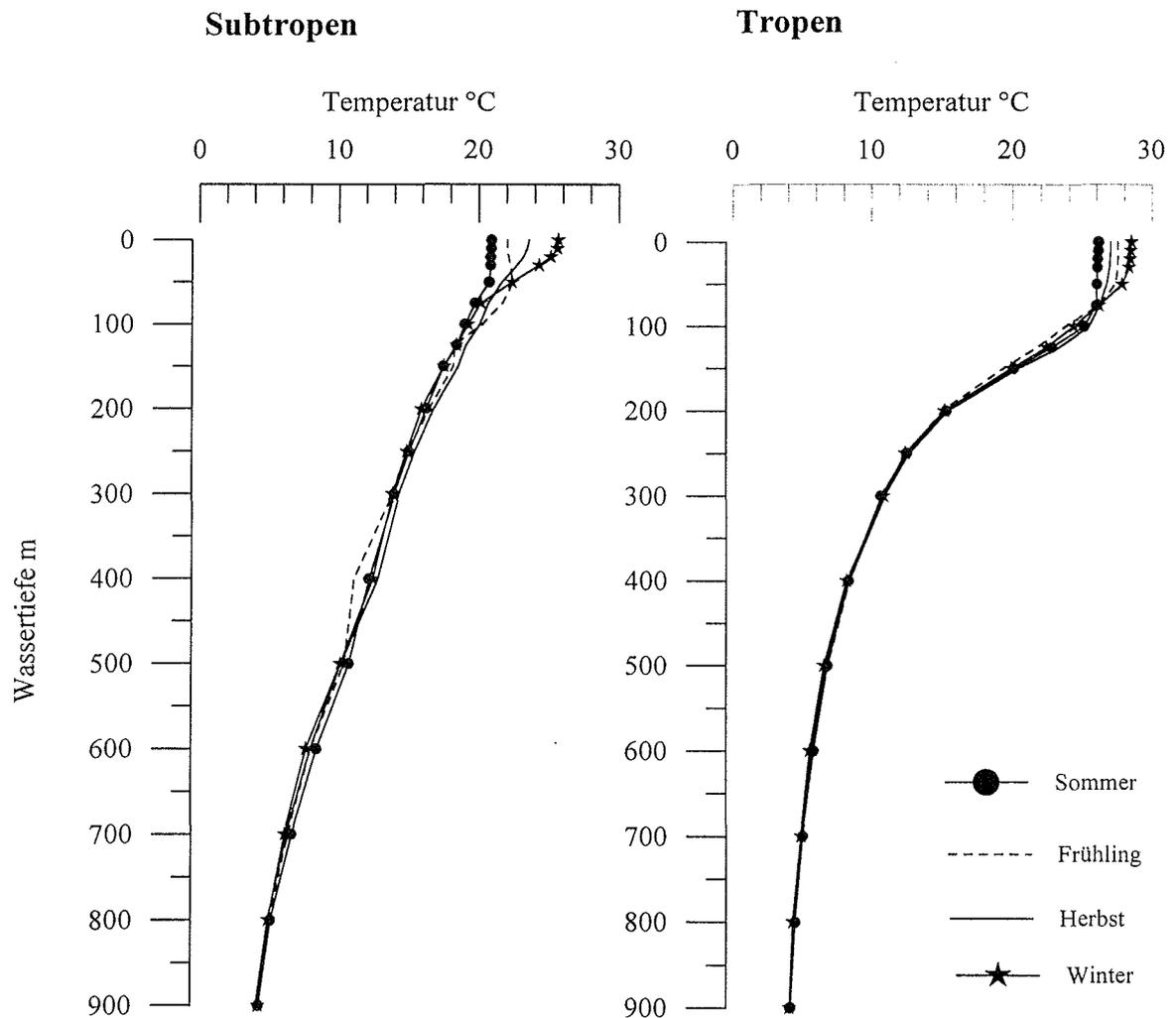


Abb. 12: Saisonale Temperaturvariationen in 0 bis 900 m Wassertiefe an den Positionen 6° S/34°4' W und 27° S/46° W (Levitus, 1982, 1994).

3. Methodik

3.1 Probennahme und Probenbearbeitung

Es wurden zwei Regionen auf dem Kontinentalschelf und dem oberen Kontinentalhang im westlichen Süd-Atlantik gewählt, an denen auf der METEOR-Fahrt M 23/2 (Bleil et al., 1993) und der VICTOR HENSEN-Fahrt JOPS II - 6 (Pätzold et al., 1996) Oberflächenproben auf zwei Profilen von ca. 200 bis 1100 m Wassertiefe gewonnen wurden. Nachfolgende Tabelle 6 gibt Auskunft über die Positionen und Wassertiefen.

Tab. 6: Beprobte Oberflächenproben (GKG und MUC, 0 - 1 cm) im westlichen Süd-Atlantik mit Angabe der geographischen Positionen und Wassertiefen (aus Bleil et al., 1993; Pätzold et al., 1996)

Probenbezeichnung	geographische Position	Wassertiefe
GeoB 3151-2 (GKG)	6°37,3' S / 34°40,8' W	320 m
GeoB 3150-1 (GKG)	6°36,4' S / 34°39,8' W	525 m
GeoB 3149-2 (GKG)	5°00,0' S / 34°49,5' W	820 m
GeoB 3177-2 (GKG)	8°00,0' S / 34°10,5' W	1130 m
GeoB 2105-3 (MUC)	26°44,3' S / 46°44,3' W	202 m
GeoB 2106-1 (MUC)	27°05,9' S / 46°29,8' W	502 m
GeoB 2107-5 (MUC)	27°10,8' S / 46°27,4' W	1052 m

Es wurden Oberflächenproben in Tiefenprofilen ausgewählt, die den Bereich der Krustenbildungstiefen von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* umfassen (Orr, 1967; Hemleben et al., 1985; siehe auch Einleitung). Von den aufgeführten Oberflächensedimentproben wurden für diese Arbeit ausschließlich der oberste Zentimeter bearbeitet. Ein holozänes Alter wird für die Sedimentoberfläche durch das Auftreten von *G. menardii* belegt (Bleil et al., 1993; Pätzold et al., 1996). An Bord der „METEOR“ und „VICTOR HENSEN“ wurde das Sediment zur Konservierung mit einer Mischung aus Bengalrosa und Ethanol versetzt und bei Temperaturen von 4 °C gelagert. Bei der Bearbeitung an der Universität Bremen wurden die Proben in zwei Fraktionen geschlämmt (63 bis 150 µm, > 150 µm) und bei 60 °C getrocknet.

3.2 Auswahl der Arten planktischer tiefliebender Foraminiferen

Zwei tiefliebende Arten wurden aus der Fraktion >150 µm ausgelesen. Sowohl *G. truncatulinoides* (rechts) als auch *G. crassaformis* kalzifizieren im Tiefenbereich unterhalb der saisonalen Thermokline (Berger, 1969; Ravelo und Fairbanks, 1992), welcher den Bereich der Zwischenwassermassen (hier: SACW) umfaßt.

G. truncatulinoides (rechts) wurde ausgewählt, da sie in den Subtropen ein extremes Häufigkeitsmaximum zeigt (Bé, 1977; Boltovskoy, 1976; Hemleben et al., 1985), aber auch noch in den Tropen in größerer Anzahl auftritt (Bé, 1977; Durazzi, 1981). Diese Art konnte aufgrund ihrer weiten Verbreitung in dieser Arbeit für Untersuchungen zur hydrographischen Abhängigkeit des Lebenszyklus herangezogen werden.

G. crassaformis tritt mit geringerer Häufigkeit als *G. truncatulinoides* in den Tropen auf und scheint dabei an die Sauerstoffminimumzone gebunden zu sein (Jones, 1967; Van Leeuwen, 1989; Oberhänsli et al., 1992). In den Subtropen zeigt sie verschwindend geringe Häufigkeiten (Deuser und Ross, 1989). Stabile Isotope von *G. crassaformis* scheinen von

metabolischen Prozessen unabhängig zu sein (Ravelo und Fairbanks, 1992; Ravelo und Fairbanks, 1995).

3.3 Gewichts- und Volumenbestimmung

Die ausgewählten Foraminiferen wurden einzeln mit einer Fein-Waage gewogen. Die nominale Genauigkeit des Gerätes liegt bei 0,1 µg. Das Volumen wurde anhand von Messungen des Radius und der Höhe eines jeden Individuums berechnet. Dabei wurde idealerweise eine konische Form für *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* angenommen. Folgende Formel für einen senkrechten Kreiskegel wurde angewandt:

$$V = \pi/3 * r^2 * h \quad (6)$$

Die Messungen von maximalem und minimalem Radius sowie von der Höhe wurden am Binokular durchgeführt. Die Größenauflösung betrug dabei 40 µm. Es wurden von jeder Foraminiferen-Art möglichst viele Exemplare aus einer Oberflächenprobe gesammelt und gemessen. Das ergab für *G. truncatulinoides* eine Ausbeute von 56 Exemplaren (Position bei 6° S) und von 65 Exemplaren (Position 27° S). *G. crassaformis* ist in den tropischen Proben nur mit einer Anzahl von 36 Stück vertreten.

3.4 Inkrustierung

Unter Inkrustierung bzw. Bildung von Kruste ist hier der Prozeß der sekundären Kalzifizierung zu verstehen. Die Bestimmung von verkrusteten und unverkrusteten Individuen wurde anhand morphologischer Kriterien mit Hilfe des Binokulars vorgenommen (Orr, 1967; Lohmann und Schweitzer, 1990). Sobald der Umriß der Foraminifere abgerundet erschien und eine massige, gekörnte äußere Schale zu erkennen war, wurde das Individuum als verkrustet eingeordnet. Unverkrustete Exemplare zeigten hingegen eine fast durchscheinende, dünne Schale und wiesen einen scharfkantigen Umriß auf.

Zur Verdeutlichung der morphologischen Eingrenzung verkrusteter und unverkrusteter Exemplare wurden Fotos am Raster-Elektronen-Mikroskop angefertigt. Diese Fotos bestätigen die morphologische Unterscheidung der Individuen am Binokular. In Abb. 13 ist der Übergang von unverkrusteter Schale mit deutlicher Porenstruktur zur verkrusteten Schale mit deutlicher Kalzit-Prismenstruktur zu erkennen.

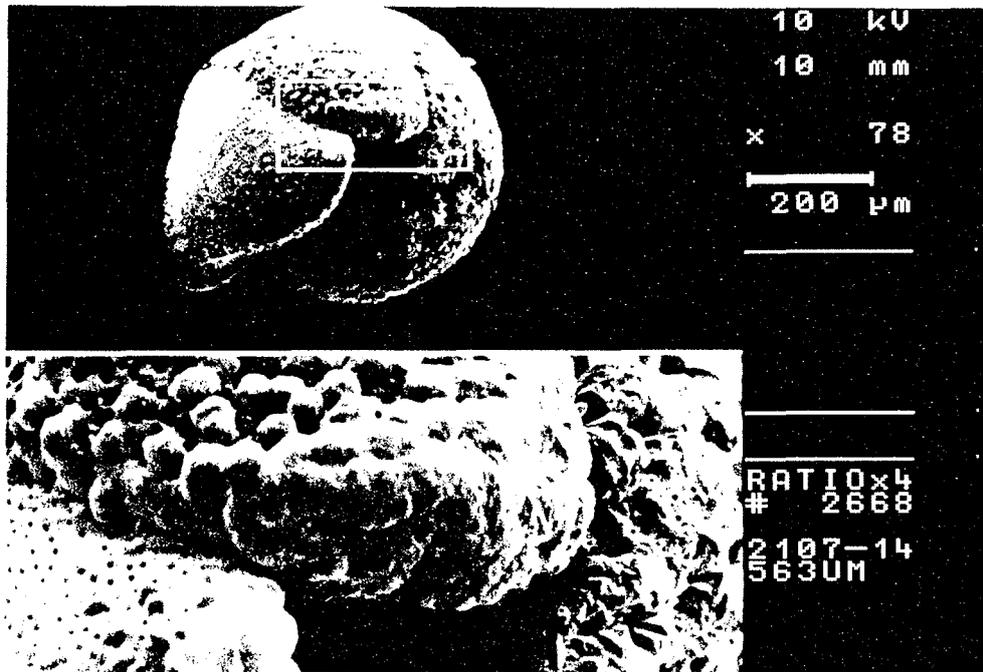


Abb. 13: Planktische Foraminifere *G. truncatulinoides* (dex) mit Übergang von unverkrusteter zu verkrusteter Schale (Rasterelektronenmikroskop-Aufnahme, Korngröße 560 µm, Probe GeoB 2107-5 aus 1052 m Wassertiefe).

3.5 Stabile Isotopenanalyse an Gehäusen von *G. truncatulinoides* & *G. crassaformis*

Die Messungen stabiler Isotope an den planktischen Foraminiferen *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* wurden analog zu den Isotopenmessungen an *G. sacculifer* (siehe Kapitel 3.2, Teil I dieser Arbeit) an einem Massenspektrometer des Typs FINNIGAN MAT 251 mit automatischer Karbonataufbereitungsanlage durchgeführt. Weitere Erläuterungen zum Prinzip der Isotopenanalyse können aus Teil I, Kapitel 3.2 entnommen werden.

Je nach Größe der Foraminiferen konnten zum größten Teil Messungen an nur einem Foraminiferen-Exemplar der Arten *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* durchgeführt werden. Waren die Foraminiferen nicht schwer genug, wurden mehrere von der gleichen Größe und dem gleichen Gewicht zusammen gemessen. So konnten stabile Isotopenwerte für verschiedene Entwicklungsstadien der tiefliebenden Foraminiferen gewonnen werden.

4. Ergebnisse

4.1 Vorkommen und Krustenbildung von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* in Oberflächenproben

G. truncatulinoides (rechts) tritt an beiden Positionen sowohl in den Tropen (GeoB 3149-2, 3150-1, 3151-2, 3177-2) als auch in den Subtropen (GeoB 2105-3, 2106-1, 2107-5) mit großer Häufigkeit auf. Im Gegensatz dazu ist das Auftreten von *G. crassaformis* auf die Ober-

flächenproben in den Tropen beschränkt (GeoB 3149-2, 3150-1, 3177-2), wobei sie in der Wassertiefe von 320 m (GeoB 3151-2) noch nicht vorkommt.

Mit Hilfe des Binokulars konnten im Vorfeld bereits unverkrustete und verkrustete Individuen identifiziert werden. Bei der Schalenbildung nimmt eine Foraminifere sowohl an Gewicht als auch an Volumen zu, bei der Krustenbildung nimmt sie jedoch nur an Gewicht zu. Die sekundäre Kalzifizierung bzw. die Bildung einer Kruste kann bis zu einer Verdopplung des Gewichts bei konstant bleibendem Volumen führen (Erez und Honjo, 1981; Schweitzer und Lohmann, 1991; Lohmann, 1995). Aufgrund dieses Prinzips kann man mit Hilfe von Gewichts- und Größenbestimmungen verschiedener Individuen die Inkrustierung ermitteln (Schweitzer und Lohmann, 1991).

In Abb. 14 ist das Gewicht gegen das Volumen für *G. truncatulinoides* in den Subtropen dargestellt. Die Werte der Oberflächenprobe aus einer Tiefe von 202 m überschreiten ein Gewicht von 40 µg und ein Volumen von $2.2 \cdot 10^7 \mu\text{m}^3$ nicht. Das geringe Gewicht zeigt, daß in dieser Wassertiefe noch keine Verkrustung stattfindet. In einer Wassertiefe von 502 m ist eine größere Streuung der Gewichts- und Volumenwerte zu beobachten. In der Wassertiefe von 1052 m ist eine maximale Streuung erreicht. Ab einem Volumen von $1 \cdot 10^7 \mu\text{m}^3$, entsprechend einer Korngröße von 440 bis 480 µm, zeigt das Gewicht eine deutliche Zunahme. Ab dieser Größe scheint *G. truncatulinoides* in den Subtropen mit der Bildung einer Kruste zu beginnen. Da die maximale Streuung der Werte in der Probe GeoB 2107-5 in 1052 m erreicht wird, ist erst in dieser Wassertiefe eine intensive Krustenbildung bei allen Gehäusegrößen anzunehmen.

In den Tropen ist für *G. truncatulinoides* in der flachsten Wassertiefe von 320 m keine große Streuung der Gewichts- und Volumenwerte zu beobachten (Abb. 15). In den Meßwerten der Proben in 525 m, 820 m und 1130 m Wassertiefe wird eine Zunahme des Gewichts bei zunehmendem Volumen deutlich, die in den Proben aus 820 m und 1130 m Wassertiefe am größten ist. Anhand des zu beobachtenden Sprungs zu höheren Gewichten in 820 m (GeoB 3149-2) ist in dieser Wassertiefe eine intensive Krustenbildung ab einem Volumen von $0.8 \cdot 10^7 \mu\text{m}^3$, einer Korngröße von 400 bis 440 µm entsprechend, anzunehmen.

Die über die zunehmende Streuung der Gewichts-/Volumenwerte ermittelten Wassertiefen, in denen die Krustenbildung von *G. truncatulinoides* einsetzt, liegen demnach sowohl in den Tropen als auch in den Subtropen bei ca. > 500 m. Dies entspricht Daten anderer Bearbeiter, die Tiefen von 300 m (Orr, 1967) bis 800 m (Hemleben et al., 1985) annehmen.

Bei einem Vergleich aller Werte der beprobten Positionen wird deutlich, daß die Steigung der aufgetragenen Gewichts-/Volumenwerte in den Tropen (GeoB 3149-2 und GeoB 3177-2) höher ist als in den Subtropen (GeoB 2107-5). Insgesamt streuen die tropischen Werte auch

mehr als die subtropischen Werte. Das Gewicht für Individuen gleicher Größe ist in den Subtropen geringer als in den Tropen. Diese Beobachtungen lassen vermuten, daß *G. truncatulinoides* in den Tropen intensiver krustenbildend ist. Dafür spricht auch, daß in den subtropischen Proben mehr unverkrustete Exemplare gefunden wurden als in den Tropen. Eine geringe Anzahl unverkrusteter Exemplare in den Tropen könnte aufgrund von Lösung der feinen unverkrusteten Schalen zustande gekommen sein. Da die Proben jedoch aus Wassertiefen < 1200 m gewonnen wurden, ist eine Karbonatlösung, wie sie unterhalb der Lysokline einsetzt, eher auszuschließen.

Es war nicht möglich, Individuen der *G. crassaformis* unter dem Binokular anhand morphologischer Kriterien in verkrustete und unverkrustete Individuen zu unterteilen. Da diese Art immer sehr massige Gehäuse aufweist, ist davon auszugehen, daß die Individuen größtenteils verkrustet sind. Dies zeigt auch Abb. 16: das Gewicht der Gehäuse von *G. crassaformis* nimmt drastisch zu, während das Volumen nur eine relativ geringe Variationsbreite zeigt.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß offensichtlich ein Zusammenhang zwischen dem Inkrustierungsgrad der Art *G. truncatulinoides* und der Hydrographie der Wassersäule besteht. Die sekundäre Krustenbildung ist in der tropischen Wassersäule mit ganzjährig gegebener intensiver Schichtung im Gegensatz zur gut durchmischten subtropischen Wassersäule stärker ausgeprägt.

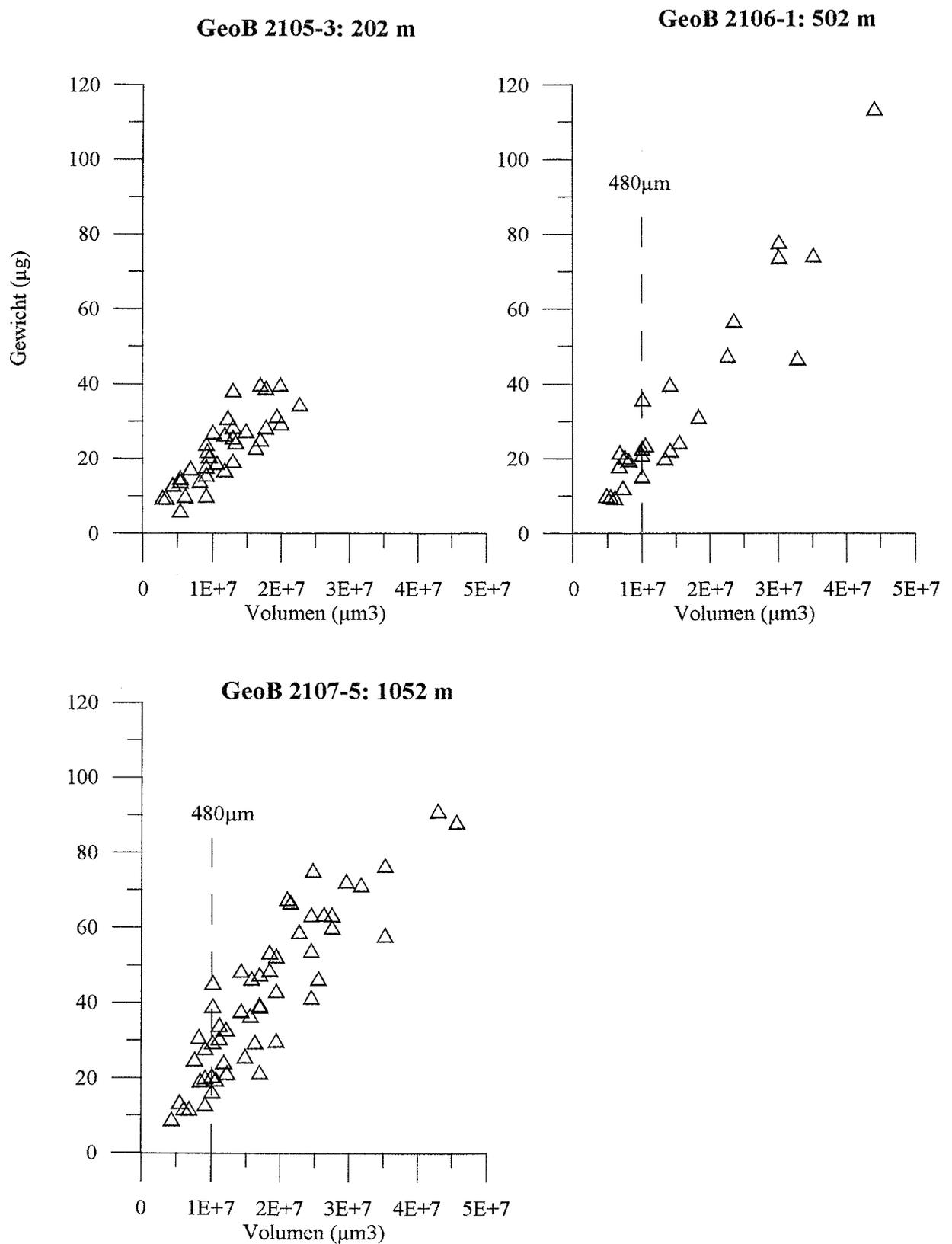


Abb. 14: Gewicht vs. Volumen von *G. truncatulinoides* in den Subtropen. In der Wassertiefe von 1052 m (GeoB 2107-5) ist ein drastischer Anstieg des Gewichtes bei gleichbleibendem Volumen der Gehäuse erkennbar. Dies spiegelt eine intensive Krustenbildung ab einer Gehäusegröße von 480 µm wider.

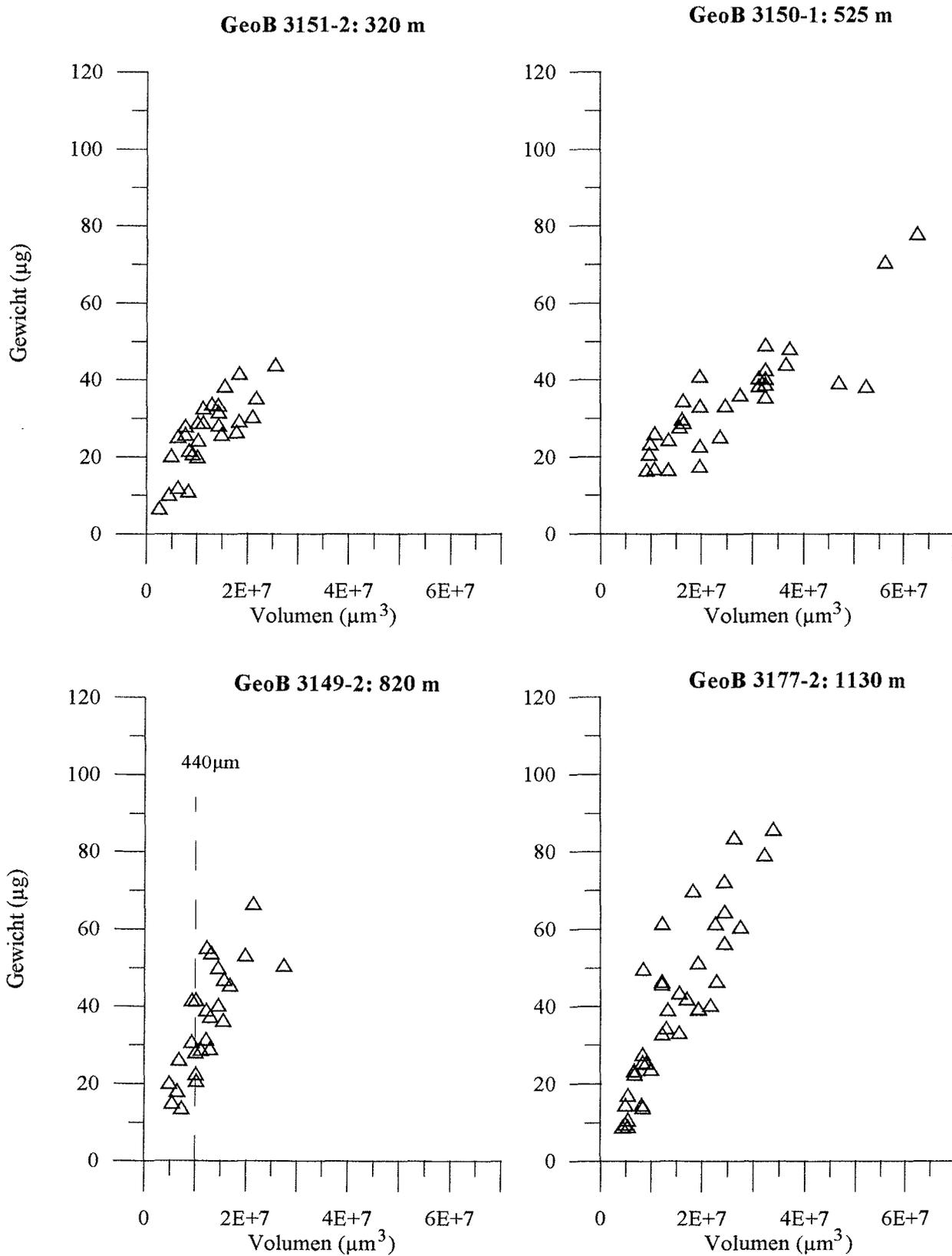


Abb. 15: Gewicht vs. Volumen von *G. truncatulinoides* in den Tropen. Eine Änderung der Werte zu höheren Gewichten bei gleichem Volumen ist in der Wassertiefe von 820 m (GeoB 3149-2) deutlich und spiegelt intensive Krustenbildung ab einer Größe von $440 \mu\text{m}$ wider.

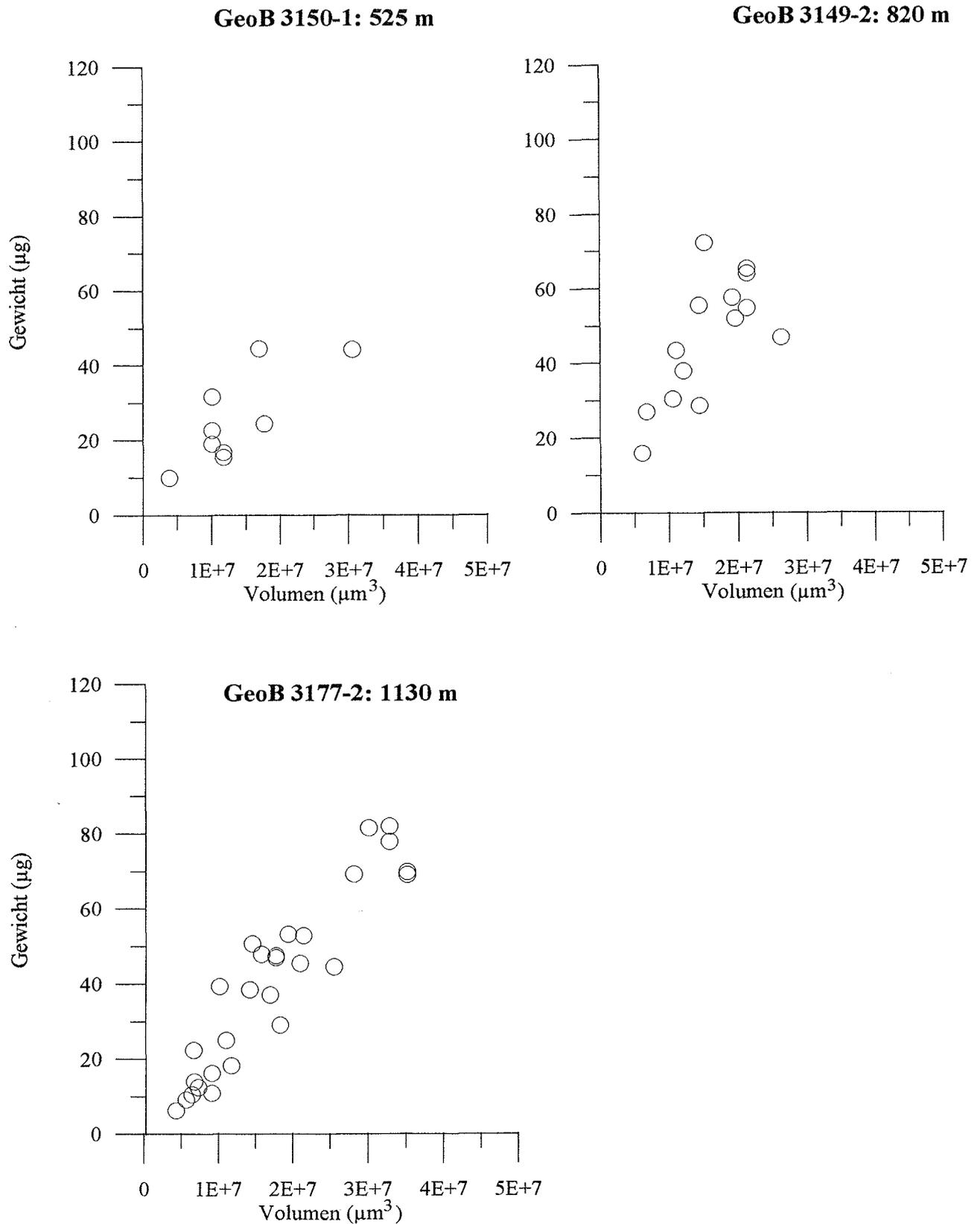


Abb. 16: Gewicht vs. Volumen von *G. crassaformis* in den Tropen. Eine Änderung der Werte zu höheren Gewichten ist bei dieser Art im Gegensatz zu *G. truncatulinoides* nicht erkennbar.

4.2 Stabile Sauerstoffisotope

4.2.1 Größenabhängigkeit der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte

Zunächst wurden sämtliche Einzelmessungen in Korngrößenklassen eingeteilt. In Abb. 17 sind die gemittelten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* gegen die Größe aufgetragen. Bei beiden Arten nimmt der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert mit zunehmender Größe zu. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte variieren in den Subtropen zwischen 1,1 und -0,1 ‰ und in den Tropen zwischen 2 und 0,5 ‰. Es wird angenommen, daß die Kalzifizierung von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* im Gleichgewicht mit dem umgebenden Meereswasser stattfindet (Deuser und Ross, 1989; Ravelo und Fairbanks, 1992). Aus dem Temperaturgradienten der Wassersäule kann anhand der Paläotemperaturgleichung (9) der Gradient der $\delta^{18}\text{O}$ -Gleichgewichtswerte des Wassers ($\delta^{18}\text{O}_w$) berechnet werden. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* sollten den Gradienten der berechneten $\delta^{18}\text{O}_w$ -Werte nachzeichnen. Der Gradient der $\delta^{18}\text{O}_w$ -Werte ist in den Tropen aufgrund des steileren Temperaturgradienten steiler als in den Subtropen (Kapitel 2.2). Die Variationsbreite der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. truncatulinoides* spiegelt diese hydrographischen Unterschiede wider: so streuen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Tropen mit 1,2 ‰ weniger als in den Subtropen (1,5 ‰). *G. crassaformis*, die ausschließlich in den Tropen gefunden wurde, zeigt in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten eine Variationsbreite von 2,74 ‰, was auf die größeren Lebenstiefen zurückzuführen ist.

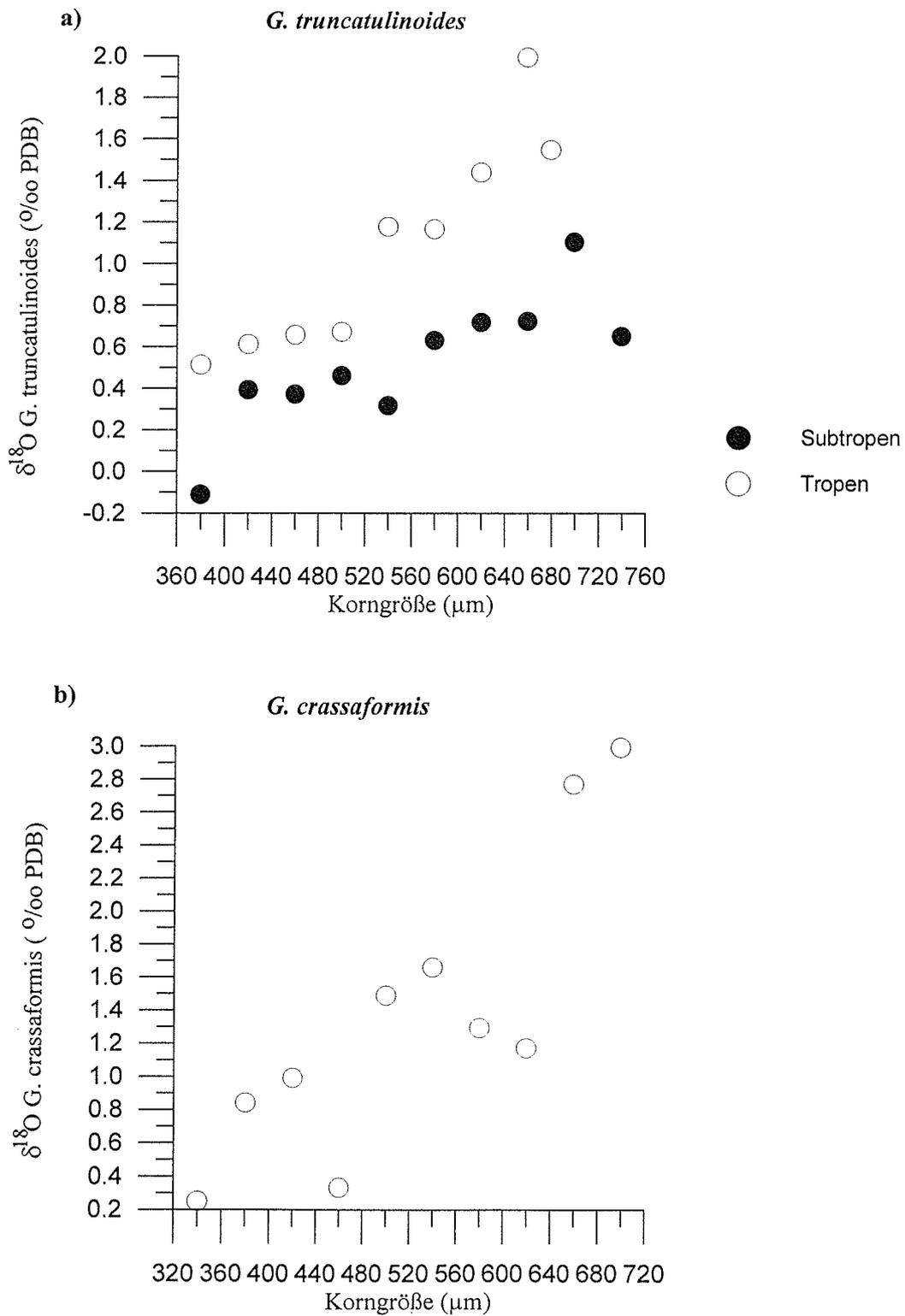


Abb. 17: Beziehung zwischen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und Korngrößen. a) Sowohl in den Tropen als auch in den Subtropen nehmen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. truncatulinoides* mit zunehmender Korngröße zu. (b) Bei *G. crassaformis* nehmen ebenfalls die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit wenigen Ausnahmen mit zunehmender Größe zu.

4.2.2 Berechnung der Kalzifizierungstiefen anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte

$\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an den beiden tiefliebenden planktischen Foraminiferenarten ermöglichen die Berechnung von Kalzifizierungstiefen (Gleichung 7 und 8). Zunächst wurden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Meereswassers ($\delta^{18}\text{O}_w$), in dem die Foraminiferen kalzifizieren, über die $\delta^{18}\text{O}$ /Salinitätsbeziehung für den Süd-Atlantik nach Duplessy et al. (1991) ermittelt.

$$\delta^{18}\text{O}_w = 0,546 \cdot S - 18,791 \quad (7)$$

S = Salinität

Da $\delta^{18}\text{O}_w$ auf den SMOW-Standard (Standard Mean Ocean Water) bezogen ist, muß für den PDB-Standard die o.g. Formel um den Wert -0,27 korrigiert werden (Hut, 1987):

$$\delta^{18}\text{O}_w = 0,546 \cdot S - 18,791 - 0,27 \quad (8)$$

Die Temperaturgleichung von Shackleton (1974) ermöglichte mit Hilfe der gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Kalzits ($\delta^{18}\text{O}_{cc}$) und der $\delta^{18}\text{O}_w$ -Werte die Berechnung der Kalzit-Bildungstemperatur (Gleichung (9)). Dabei wird angenommen, daß die Foraminiferen ihre Schale im Gleichgewicht mit dem umgebenden Meereswasser bilden. Anhand der Kalzit-Bildungstemperatur konnte dann die entsprechende Wassertiefe ermittelt werden, in der die Schale aufgebaut wurde.

$$T = 16,9 - 4,38(\delta^{18}\text{O}_{cc} - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,1(\delta^{18}\text{O}_{cc} - \delta^{18}\text{O}_w)^2 \quad (9)$$

$\delta^{18}\text{O}_{cc}$ = Gleichgewichtswert des Kalzits

$\delta^{18}\text{O}_w$ = $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Meerwassers

In Tabelle 7 und 8 sind die berechneten Kalzifizierungstiefen für *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* für die tropische und die subtropische Region zusammengefaßt. Beide Arten haben einen jährlichen Reproduktionszyklus (nach Deuser und Ross, 1989) und bauen außerdem den überwiegenden Anteil ihrer Schalen im tiefen Wasser ohne saisonale Schwankungen ein. Die Kalzitbildungstemperatur und die daraus berechneten Kalzifizierungstiefen sind daher Jahresdurchschnittswerte.

Tab. 7: Kalzifizierungstiefen und Kalzitbildungstemperaturen (Jahresmittelwerte) der planktischen Foraminifere *G. truncatulinoides* für die einzelnen Gehäuse-Größenklassen, berechnet aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten

Subtropen				Tropen			
Größenklasse (μm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Tiefe (m)	Temperatur (°C)	Größenklasse (μm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Tiefe (m)	Temperatur (°C)
380	-0,11	89	20,2	380	0,51	176	16
420	0,39	174	17,2	420	0,61	183	15,4
460	0,37	170	17,3	460	0,66	186	15,1
500	0,46	187	16,8	500	0,67	187	15
540	0,32	161	17,7	540	1,18	239	12,1
580	0,63	226	15,7	580	1,17	238	12,2
620	0,72	250	15	620	1,44	283	10,7
660	0,72	251	15	660	1,99	409	8,1
700	1,10	386	12,5	700	1,55	304	10,2
740	0,65	231	15,5				

Auffällig ist, daß in den Subtropen erste Schalenbildung bereits in ca. 89 m Wassertiefe stattfindet, während in den Tropen *G. truncatulinoides* erst ab ca. 176 m Wassertiefe kalzifiziert. Die maximale Kalzifizierungstiefe liegt bei beiden Positionen jedoch fast gleich tief: 386 m in den Subtropen und 409 m in den Tropen. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß es sich um ein gemischtes Sauerstoffisotopensignal handelt, was mehrere Lebenstiefen von *G. truncatulinoides* umfaßt. Es ist also davon auszugehen, daß Anteile des Gehäuse-Kalzits von *G. truncatulinoides* in noch sehr viel größeren Wassertiefen gebildet werden, als es diese Berechnungen wiedergeben.

Tabelle 8 faßt die berechneten Kalzifizierungstiefen für *G. crassaformis* zusammen. Der Kalzifizierungsbereich dieser Art erstreckt sich von 157 m bis max. 893 m und reicht damit bis in die Zentralwassermassen.

Tab. 8: Kalzifizierungstiefen und Kalzitbildungstemperaturen (Jahresmittelwerte) der planktischen Foraminifere *G. crassaformis* für die einzelnen Gehäuse-Größenklassen, berechnet aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten

Tropen			
Größenklasse (μm)	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	Tiefe (m)	Temperatur ($^{\circ}\text{C}$)
340	0,25	157	17,6
380	0,84	199	14
420	0,99	217	13,2
460	0,33	163	17,1
500	1,48	292	10,5
540	1,66	330	9,6
580	1,29	256	11,5
620	1,17	239	12,2
660	2,76	722	4,8
700	2,99	893	4,2

4.2.3 Berechnung der Krustenbildungstiefe

Da sich das Sauerstoffisotopensignal von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* aus einer Mischung unterschiedlicher $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zusammensetzt, ist es von Interesse, die maximale Absinktiefe während der Bildung einer Kruste zu ermitteln. Im folgenden wird für 520 μm große Gehäuse der Art *G. truncatulinoides* die Bildungstiefe der Kruste bestimmt. Die Berechnung der Krustenbildungstiefe war für *G. crassaformis* nicht möglich, da unter dem Binokular keine unverkrusteten Individuen beobachtet wurden. Daß die vorliegenden Exemplare von *G. crassaformis* alle verkrustet zu sein scheinen, wird auch durch Abb. 16 (Kapitel 4.1.) bestätigt.

Die Wassertiefe, in der *G. truncatulinoides* (520 μm) ihre Kruste bildet, wurde mit der Massenbilanzierungsgleichung (10) (Schweitzer und Lohmann, 1991; Lohmann, 1995) berechnet. Lohmann (1995) benutzt diese Gleichung, um die isotopische Zusammensetzung des sekundär gebildeten Kalzits von *G. truncatulinoides* und *G. sacculifer* zu ermitteln. Er nimmt an, daß *G. truncatulinoides* nur aus zwei Sorten Kalzit aufgebaut wird, aus dem primären (d.h. Schalen) und sekundären (d.h. Kruste) Kalzit.

$$M_c * \delta^{18}\text{O}_c = M_{c+n} * \delta^{18}\text{O}_{c+n} - M_n * \delta^{18}\text{O}_n \quad (10)$$

M = Gewicht (μg)

$_n$ = bevor Kalzit (Kruste) angelagert wird

$_c$ = angelagerter Kalzit (Kruste)

c_{+n} = nach der Kalzitanlagerung (Inkrustierung)

Die Masse der angelagerten Kruste (M_c) entspricht dabei der Differenz zwischen der Masse des verkrusteten Individuums (M_{c+n}) und der Masse des unverkrusteten Individuums (M_n). Durch Auflösung der Gleichung (10) nach $\delta^{18}O_c$ kann die isotopische Zusammensetzung der Kruste berechnet werden. Anhand der Gleichungen (8) und (9) kann dann die Wassertiefe bestimmt werden, in der die Kruste gebildet worden sein muß.

Um unverkrustete Individuen zu erhalten, wurde *G. truncatulinoides* aus Proben oberhalb der angenommenen Krustenbildungstiefe ausgelesen (GeoB 2106-1 und GeoB 3151-2, siehe auch Kapitel 4.1). In nachfolgender Tabelle 9 sind die Ergebnisse der Berechnungen zusammengefaßt.

Tab. 9: Sauerstoffisotopen-Zusammensetzung von unverkrusteten und verkrusteten Individuen sowie von der Kruste von *G. truncatulinoides* (520µm) an vier Positionen im südwestlichen Atlantik

Position (GeoB)	Tiefe (m)	geogr. Position	$\delta^{18}O_n$ (‰) / M_n (µg)	$\delta^{18}O_{c+n}$ (‰) / M_{c+n} (µg)	$\delta^{18}O_c$ (‰) / M_c (µg)	Kalzifizierungstiefe der Kruste (m)
2106/2107	497/1048	27° S/46° W	-0,32 / 27,6	0,54 / 42,1	2,18 / 14,5	660
3151/3177	360/1130	6-8° S/33° W	0,81 / 26,7	1,27 / 40,9	2,13 / 14,2	452

Aufgrund dieser Berechnungen bildet *G. truncatulinoides* in den Subtropen in einer Wassertiefe von 660 m eine Kruste und in den Tropen in einer Wassertiefe von 452 m. Über die Gewichtszunahme der Kruste (M_c) konnte der prozentuale Anteil der Kruste an der Gesamtmasse der adulten Individuen bestimmt werden. Dieser betrug in den Tropen wie auch in den Subtropen 34,5 %.

4.2.4 Ein Kalzifizierungsmodell für *G. truncatulinoides*

Da eine Quantifizierung der Kalzitanlagerung bei der Migration von *G. truncatulinoides* in die Tiefe bisher nicht erfolgt ist, wurde ein Kalzifizierungsmodell für die verschiedenen Wachstumsstadien erstellt. Die Daten der Wachstumsstadien von *G. truncatulinoides* lieferten die subtropischen Oberflächenproben. Aufgrund der großen regionalen Verbreitung von *G. truncatulinoides* konnte das Modell an der tropischen Position überprüft werden. Für das Modell müssen folgende Annahmen gemacht werden:

(1) Es findet ein generelles Absinken in die Tiefe mit fortschreitender ontogenetischer Entwicklung statt, dies wird aus der positiven Korrelation der $\delta^{18}O$ -Werte mit der Größe von

G. truncatulinoides geschlossen (Abb. 17 a). Ein mögliches „Wiederaufsteigen“ von *G. truncatulinoides* (z.B. in der Größenklasse 540 μm) wird nicht angenommen.

(2) Die Kalzifizierungsrate bleibt zwischen den gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten konstant.

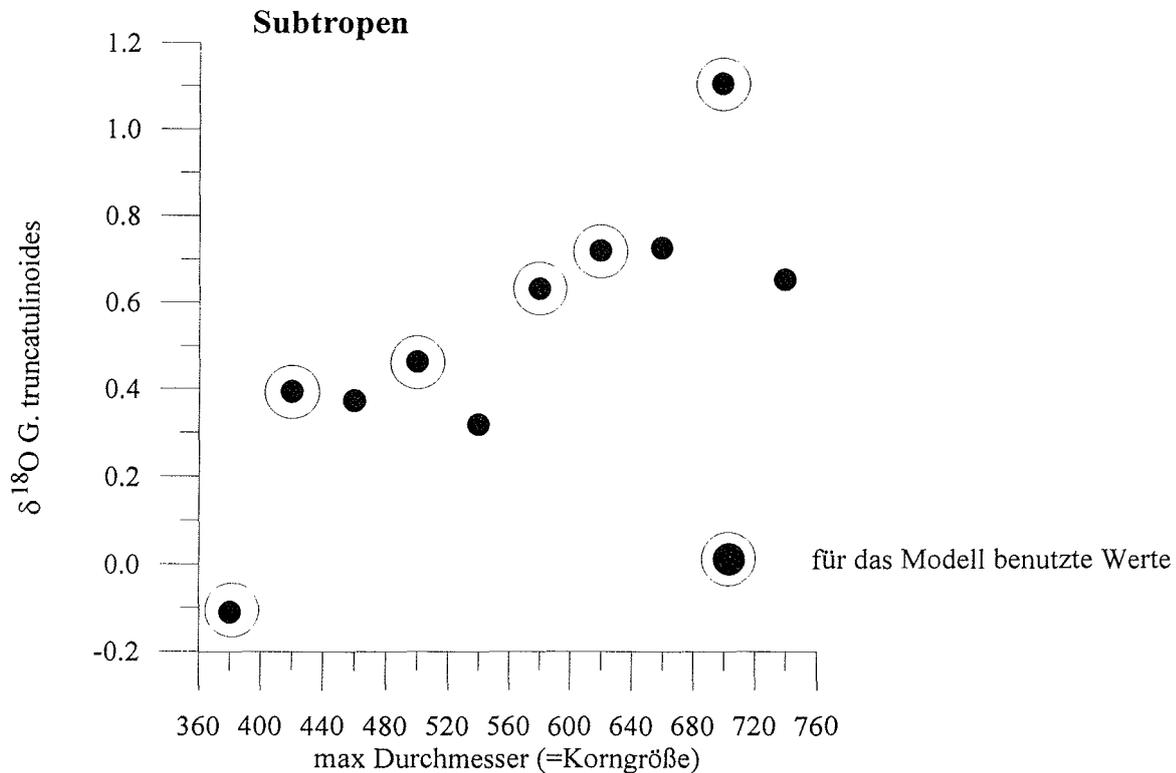


Abb. 18: Beziehung zwischen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und Gehäusegröße von *G. truncatulinoides* an der subtropischen Position. Die für das Kalzifizierungsmodell verwendeten Werte sind umrahmt. Da ein mögliches Wiederaufsteigen von *G. truncatulinoides* für das Modell ausgeschlossen wird, gehen nur die Werte in das Modell ein, die im Trend einer $\delta^{18}\text{O}$ -Zunahme mit zunehmender Größe liegen.

Aus Abb. 18 geht hervor, welche $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für das Modell verwendet wurden. Aus den Gewichts-Bestimmungen konnte die prozentuale Kalzitanlagerung (%) für jede Wachstumsstufe ermittelt werden (Tabelle 10).

$$100 \% : x \% = M_n : M_c \quad (11)$$

M = Gewicht (μg)

_n = bevor Kalzit angelagert wird

_c = angelagerter Kalzit

Die prozentuale Kalzitanlagerung variiert mit zunehmendem Absinken von *G. truncatulinoides*. Der Kalzifizierungs-Index (KI) gibt an, wieviel Prozent Kalzit pro Tiefenmeter in einer Wachstumsstufe angelagert wird (Abb. 19). Eine maximale Kalzitanlagerung erfährt *G. truncatulinoides* demnach in der Tiefe zwischen 176 und 186 m im Größenbereich von 420-500 μm . Aus Abb. 14 (Kapitel 4.1) wird deutlich, daß die Krustenbildung in den Subtropen mit einer Größe von 480 μm einsetzt. Diese Beobachtung deckt sich mit dem maximalen KI-Wert bei einem Größenintervall von 420-500 μm (Tab. 10). Der KI-Wert wird in den Gehäuse-Größen >500 μm mit fortschreitendem Absinken immer kleiner. Das zeigt, daß *G. truncatulinoides* in Größen >500 μm nur noch geringfügig Kalzit anlagert und der Hauptanteil der Kruste bereits gebildet worden ist. Der negative KI-Wert in der Größe 740 μm entsteht durch die geringere Kalzifizierungstiefe von 231 m im Vergleich zu 386 m (Größe 700 μm).

Tab. 10: Modellwerte für die Kalzitanlagerung während des Absinkens von *G. truncatulinoides* im subtropischen westlichen Süd-Atlantik

Größenklasse (μm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Tiefe (m)	Gewicht (μg)	Kalzitanlagerung (%)	Kalzifizierungs- Index (%/m)
380	-0,11	89	10,03		0
420	0,39	174	22,28	122	1,4
500	0,46	186	33,14	48,7	4
580	0,63	226	47,84	44,4	1,1
620	0,72	250	57,57	20,3	0,9
700	1,10	386	76,10	32,2	0,2
740	0,65	231	97,77	28,5	-0,2

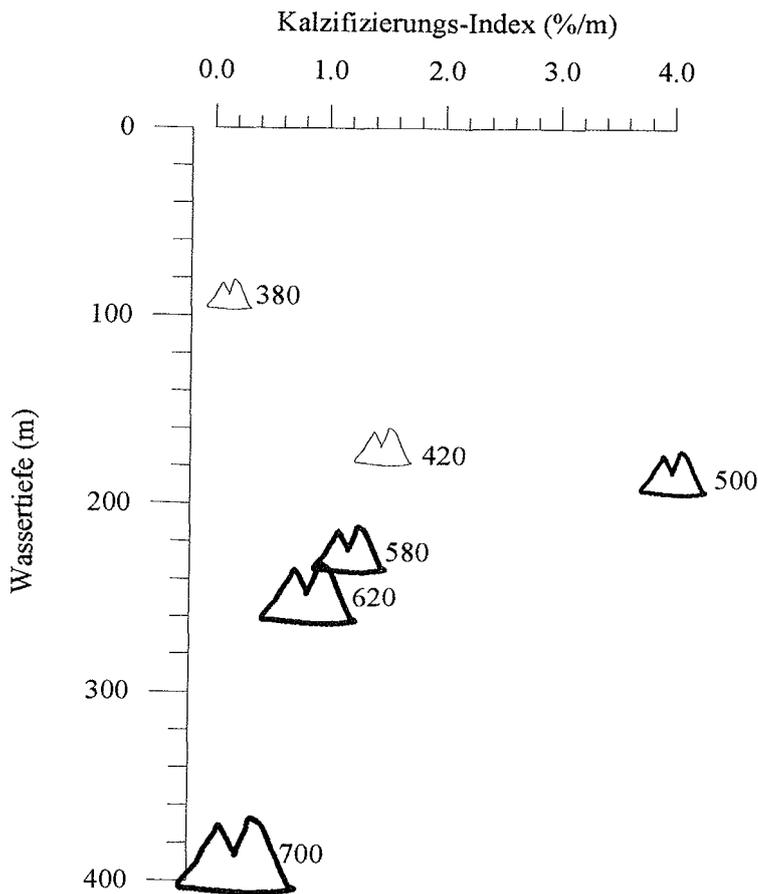


Abb. 19: Prozentuale Kalzitanlagerung pro Tiefenmeter von *G. truncatulinoides* im Laufe ihres Lebenszyklus bzw. während des Absinkens in der Wassersäule, ermittelt anhand eines Kalzifizierungsmodells für die Subtropen. Angegeben ist ferner die Korngröße in µm der jeweiligen Gehäuse.

Um die Unabhängigkeit der Kalzifizierungsrate von hydrographischen Bedingungen zu testen, wurde das in den Subtropen erstellte Modell auch auf die tropische Position angewendet. Dabei wurde das kleinste und isotopisch leichteste Individuum von *G. truncatulinoides* in den Tropen gewählt und mit Hilfe der KI-Werte des Modells das Gewicht der einzelnen Kalzifizierungsstufen berechnet (Tabelle 11). Zur Berechnung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte wurde die Gleichung (10) (Lohmann, 1995) benutzt. Es ergaben sich dabei die in Tab. 11 ersichtlichen berechneten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die jeweils einer berechneten Kalzifizierungstiefe entsprechen.

Tab. 11: Anwendung des Kalzifizierungsmodells auf die Tropen: Die berechneten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und die daraus resultierenden Tiefenangaben sind kursiv gedruckt

Größenklasse (μm)	Kalzifizierungs- Index aus Modell (%/m)	$\delta^{18}\text{O}$ (%) gemessen	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) berechnet	Tiefe (m) aus gemessenen Werten	Tiefe (m) aus berechneten Werten
380		0,51	<i>0,51</i>	176	<i>176</i>
420	3,98	0,61	<i>0,61</i>	183	<i>183</i>
460	3,98	0,66	<i>0,69</i>	186	<i>189</i>
500	1,13	0,67	<i>0,69</i>	187	<i>189</i>
540	0,85	1,18	<i>1,48</i>	239	<i>291</i>
580	0,85	1,17	<i>1,42</i>	239	<i>279</i>
620	0,24	1,44	<i>1,51</i>	283	<i>296</i>
660	0,24	1,99	<i>2,32</i>	409	<i>515</i>
700		1,55		304	

Generell ist eine gute Übereinstimmung der modellierten Werte mit den gemessenen zu erkennen. Mit zunehmender Größe weichen die Werte jedoch immer mehr voneinander ab. So ist zwischen den gemessenen und berechneten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten eine maximale Abweichung von 0,33 ‰ zu beobachten. Dies entspricht in der Kalzifizierungstiefe einer Abweichung von 106 m. Tabelle 11 ist zu entnehmen, daß für die Größen $>500 \mu\text{m}$ die Abweichung der gemessenen von den berechneten Werten zunehmend größer wird. Das Modell wurde anhand von Werten aus den Subtropen erstellt. Dort ist die Krustenbildung von *G. truncatulinoides* nicht so intensiv wie in den Tropen, das heißt, es wird nicht soviel Kalzit angelagert wie in den Tropen. Die mit Hilfe des Modells berechneten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Tropen werden ab einer Größe von $500 \mu\text{m}$ zunehmend schwerer, was sich aus der Massenbilanzierungsgleichung (10) ergibt.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß das in der subtropischen Hydrographie konzipierte Kalzifizierungsmodell für *G. truncatulinoides* auch Gültigkeit für die tropische Region besitzt. Die Kalzifizierungsraten der einzelnen Wachstumsstadien von *G. truncatulinoides* sind demnach unabhängig von hydrographischen Bedingungen. Das heißt, *G. truncatulinoides* verhält sich in ihrer prozentualen Kalzitanlagerung je Wachstumsschritt in unterschiedlichen hydrographischen Regionen ähnlich. Wohl aber können sowohl die absolute Menge an Kalzitbildung als auch die Wassertiefe, in der *G. truncatulinoides* bevorzugt kalzifiziert, je nach hydrographischen Verhältnissen unterschiedlich sein. Es bleibt also zu klären, inwieweit die Kalzifizierungstiefen abhängig von hydrographischen Bedingungen sind.

4.2.5 Der Lebenszyklus von *G. truncatulinoides* in den Tropen und Subtropen

Um die Abhängigkeit der Lebenstiefen von *G. truncatulinoides* von der Hydrographie näher zu beleuchten, wurden die berechneten Lebenstiefen der jeweiligen Größenklassen sowie die Krustenbildungstiefen für *G. truncatulinoides* (520µm) zunächst einmal in ein Temperatur- und Wasserdichte-Profil eingetragen (Abb. 20). Die Werte für Wassertemperatur und -dichte stammen aus dem Atlas von Levitus (1994).

Die Kalzifizierung setzt in den Subtropen bereits in sehr viel flacherer Wassertiefe (~89 m) ein als in den Tropen (176 m) (siehe auch Kapitel 4.2.2). Die Schichtung der Wassersäule ist in den Tropen sehr viel ausgeprägter als in den Subtropen (Abb. 11). In den Tropen beginnt *G. truncatulinoides* erst unterhalb der durchmischten Deckschicht zu kalzifizieren. Da in den Subtropen der Gradient sehr viel flacher ist, kann *G. truncatulinoides* weiter nach oben aufsteigen, um zu kalzifizieren. In ihrer maximalen Kalzifizierungstiefe zeigt *G. truncatulinoides* keine besondere Abhängigkeit von Temperatur oder Wasserdichte. Auffällig ist allerdings die Krustenbildungstiefe der 520 µm großen Gehäuse von *G. truncatulinoides*. So bildet sie in den Subtropen in einer Wassertiefe von 660 m ihre Kruste und in den Tropen in 452 m (siehe auch Kapitel 4.2.3). Diese Wassertiefen zeichnen sich durch gleiche Temperatur- und Dichteverhältnisse aus. *G. truncatulinoides* scheint sich bei dem Aufbau einer Kruste an die 7-7,5° - Isotherme zu halten. Diese Beobachtung deckt sich mit den Laborversuchen von Hemleben et al. (1985), die einen Temperaturbereich von 8° bis 10°C für die sekundäre Kalzitbildung von *G. truncatulinoides* ermittelten.

Generell ist festzustellen, daß die Lebenstiefen in den Subtropen sehr viel breiter gestreut sind. In den Tropen beschränkt sich *G. truncatulinoides* nur auf einen engen Wassertiefenbereich, was wohl auf die steilen Temperatur- und Dichte- Gradienten zurückzuführen ist.

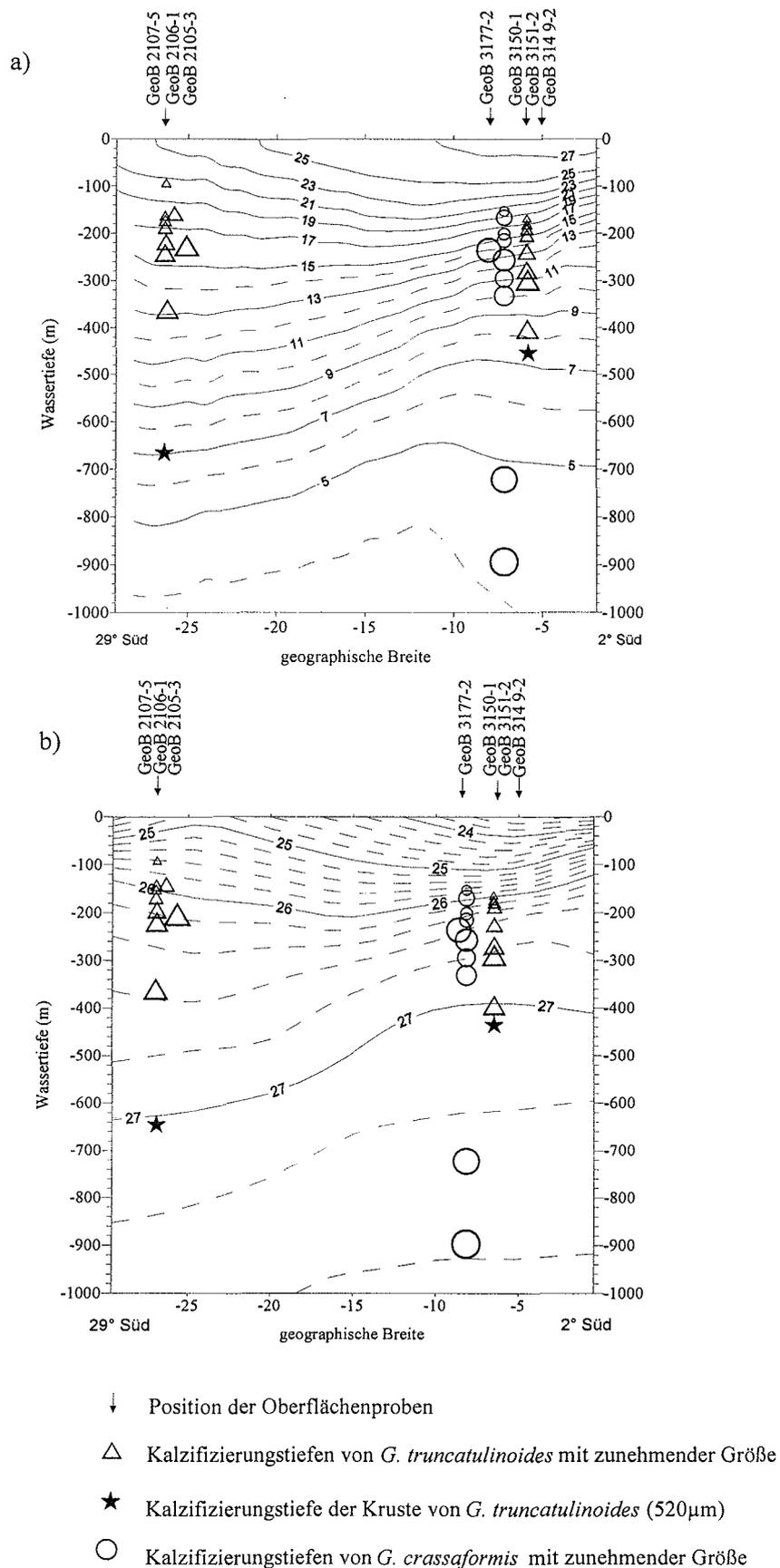


Abb. 20: Kalzifizierungstiefen von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* in einem a) Temperatur- (°C) und b) Dichte-Profileschnitt (in kg/m^3) im westlichen Süd-Atlantik von 2° S/32° W bis 29° S/48° W (Jahresmittelwerte aus Levitus, 1982).

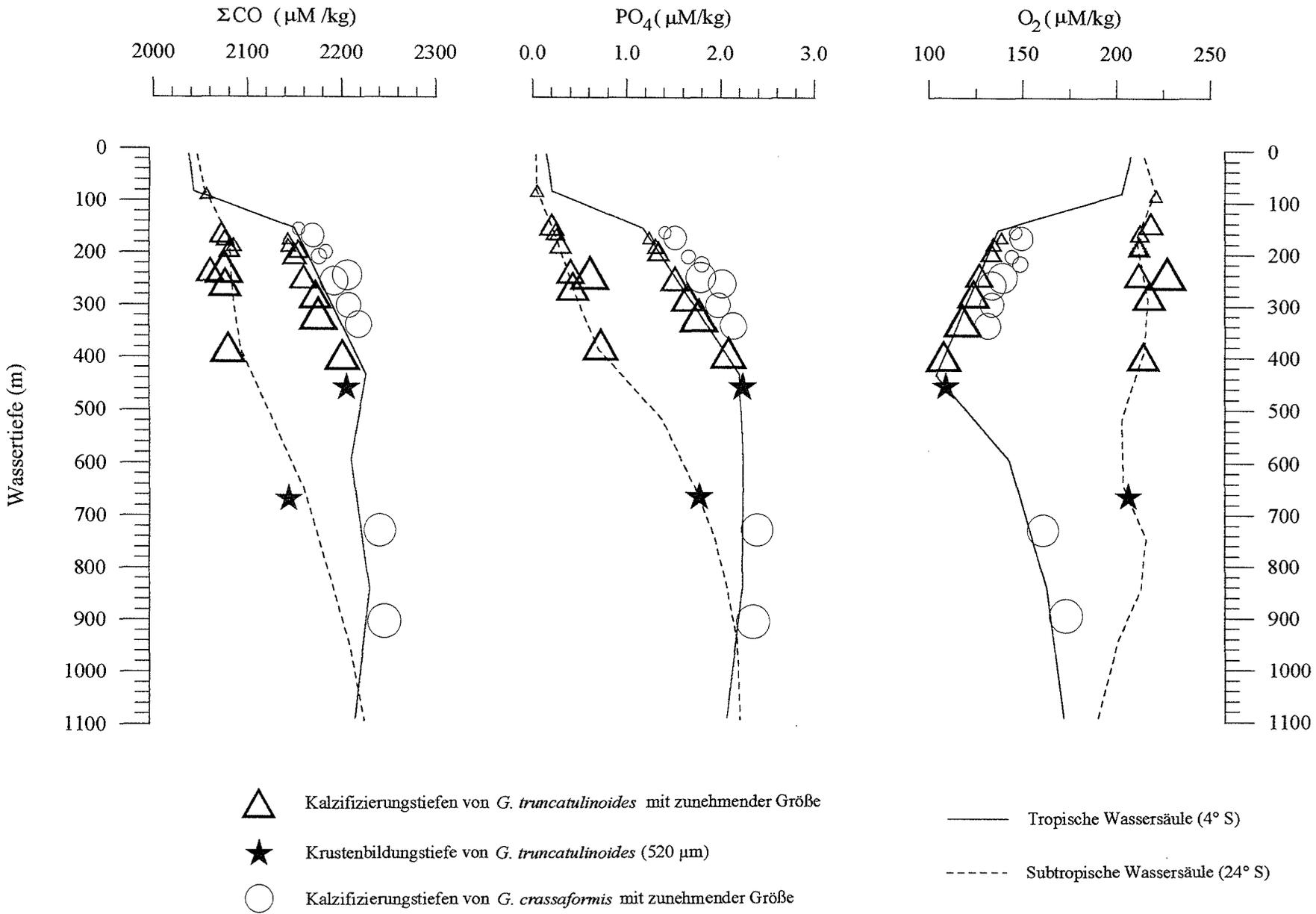


Abb. 21: Berechnete Kalzifizierungstiefen sowie Krustenbildungstiefen von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* im Vergleich zu den ΣCO_2 , PO_4 , und O_2 -Gehalten in der subtropischen und tropischen Wassersäule.

In Abb. 21 sind die Kalzifizierungstiefen der einzelnen Wachstumsstadien sowie die Krustenbildungstiefe mit den ΣCO_2 -, PO_4 -, und O_2 -Gehalten in der subtropischen und tropischen Wassersäule dargestellt. Die hydrographischen Daten stammen aus dem Atlas des Geochemical Ocean Sections Study (GEOSECS) - Programms (National Science Foundation 1980). Die generell intensive Inkrustierung in den Tropen, die ja schon mit bloßem Auge unter dem Binokular festgestellt werden kann, geht einher mit relativ hohen ΣCO_2 -Gehalten. In den Subtropen führt wohl das geringe Angebot an ΣCO_2 zur höheren Anzahl von unverkrusteten Individuen. Für die Krustenbildung scheint *G. truncatulinoides* sowohl in den Subtropen als auch in den Tropen ähnlich hohe ΣCO_2 -Gehalte zu suchen (Tab. 7). Auffällig ist, daß sich die Kalzifizierungstiefen in den Tropen in Wassertiefen bis zu ca. 400 m im Bereich einer Sauerstoffminimumzone befinden. In dieser Zone werden durch Remineralisation von organischem Material Nährstoffe wieder freigesetzt, die Gehalte an ΣCO_2 und PO_4 sind daher hoch. Das Auftreten von *G. truncatulinoides* in diesem Tiefenbereich ist, wie oben bereits gezeigt, eher an den steilen Gradienten der tropischen Wassersäule gebunden. Diese speziellen physikalischen Eigenschaften, das heißt die Schichtung der Wassersäule, begünstigen auch die Ausbildung einer Sauerstoffminimumzone sowie einer Zone maximaler Nährstoffgehalte. In der subtropischen Wassersäule mit flachen Gradienten der physikalischen Parameter ist durch vertikale Durchmischung die Ausbildung einer speziellen Sauerstoffminimumzone eher ausgeschlossen. Daß die Kalzifizierungstiefen von *G. truncatulinoides* in den Tropen im Bereich der Sauerstoffminimumzone liegt, ist wohl eher eine sekundäre Erscheinung, begründet durch die physikalischen Struktur der Wassersäule.

Auffällig ist, daß die maximale Kalzifizierungstiefe (=Wassertiefe, in der die Kruste gebildet wird) in den Subtropen und den Tropen mit der Grenze zwischen den Südatlantischen Zentralwassermassen (SACW) und den Antarktischen Zwischenwassermassen (AAIW) (siehe Abb. 2 und Abb. 21) zusammenfällt. Im AAIW sind im Vergleich zum SACW sehr viel höhere Sauerstoffgehalte zu verzeichnen.

Nachfolgende Tabelle 12 faßt die hydrographischen Abhängigkeiten des Lebenszyklusses von *G. truncatulinoides* zusammen:

Tabelle 12: Vergleich der Hydrographie mit dem Lebenszyklus von *G. truncatulinoides* in zwei Regionen im südwestlichen Atlantik. Fett gedruckt sind auffällige Übereinstimmungen in den hydrographischen Parametern

	Tiefe (m)	T (°C)	S (‰)	Dichte (kg/m ⁻³)	ΣCO ₂ (μmol/kg)	PO ₄ (μmol/kg)	O ₂ (μmol/kg)
initiale Kalzifizierungstiefe							
Subtropen	89,5	20,2	36,25	25,7	2057	0,07	220
Tropen	176	16	35,6	26,2	2156	1,27	134
finale Kalzifizierungstiefe							
Subtropen	386	12,5	35,2	26,6	2093	0,71	215
Tropen	409	8	34,7	27	2219	2,11	107
Krustenbildungstiefe (520μm)							
Subtropen	660	7	34,5	27,03	2161	1,75	206
Tropen	452	7,4	34,6	27,07	2224	2,2	108

4.2.6 Der Lebenszyklus von *G. crassaformis* in den Tropen

In Abb. 20 sind neben den Kalzifizierungstiefen von *G. truncatulinoides* auch die von *G. crassaformis* in die Temperatur- und Dichte-Profile eingetragen. *G. crassaformis* umfaßt mit Lebenstiefen von 157,6 m bis 893 m einen sehr viel größeren Kalzifizierungsbereich als *G. truncatulinoides* (siehe auch Tabelle 8, Kapitel 4.2.2). In Abb. 21 wird deutlich, daß *G. crassaformis* in den Tropen erst unterhalb des starken Dichtegradientens der Oberflächenwassermassen beginnt zu kalzifizieren. Ihre maximale Kalzifizierungstiefe von knapp 900 m reicht weit in die Zentralwassermassen hinein. Es muß auch bei *G. crassaformis* davon ausgegangen werden, daß eine Kruste in noch größeren Wassertiefen gebildet wird, als die hier berechneten Werte widergeben. Leider konnte eine Krustenbildungstiefe für diese Art nicht ermittelt werden, da die für die Berechnung notwendigen unverkrusteten Individuen in den Proben nicht vorhanden waren.

In Abb. 21 sind die berechneten Lebenstiefen von *G. crassaformis* ebenfalls in die GEOSECS-Profile der ΣCO₂-, PO₄-, und O₂-Gehalte eingetragen. Es fällt dabei auf, daß sich *G. crassaformis* in ihrer Kalzifizierungstiefe an der Sauerstoffminimumzone orientiert, wie es bereits in der Literatur beschrieben wurde (siehe Diskussion Kapitel 5.3.).

4.2.7 Einführung eines Korrekturfaktors für die sekundäre Kalzitbildung bei *G. truncatulinoides* (520 µm)

Mit Hilfe der Massenbilanzierungsgleichung (10) nach Schweitzer und Lohmann (1991) und Lohmann (1995) konnte für die sekundäre Kalzitbildung durch die Kruste bei *G. truncatulinoides* (520 µm) ein Korrekturfaktor ermittelt werden. Dieser Korrekturfaktor wird für spätere Paläorekonstruktionen interessant. Als wichtigste Annahme liegt der Berechnung zugrunde, daß die Krustenbildung temperaturgesteuert ist und daß demnach der an den rezenten Proben ermittelte $\delta^{18}\text{O}$ -Wert für die Kruste von 2,15 ‰ in jeder anderen hydrographischen Situation derselbe ist. Außerdem muß angenommen werden, daß der ermittelte prozentuale Anteil der Kruste an der Gesamtmasse der Schale von 34,5% (Kapitel 4.2.3) ebenfalls konstant ist. So ergibt sich nach Auflösung der Massenbilanzierungsgleichung (10) (siehe auch Kapitel 4.2.3) unter Verwendung von fiktiven Massen ($M_{c+n} = 100$ mg, $M_c = 34,5$ mg, $M_n = 65,4$ mg) folgende Gleichungen:

$$\delta^{18}\text{O}_n = (100 * \delta^{18}\text{O}_{c+n} - 34,6 * 2,15) / 65,4 \quad (12)$$

$$\delta^{18}\text{O}_n = 1,53 * \delta^{18}\text{O}_{c+n} - 1,14 \quad (13)$$

Unter Anwendung von Gleichung (13) wird es also möglich, von einem gemessenen $\delta^{18}\text{O}_{c+n}$ -Wert eines verkrusteten Gehäuses von *G. truncatulinoides* (520 µm) den $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert der reinen Schalenbildung bzw. der initialen Kalzitbildung zu ermitteln. Wie bereits in Kapitel 4.2.5 beschrieben, ist die initiale Kalzitbildung abhängig von dem Temperatur- und Dichtegradienten der Wassersäule. Für die mit Hilfe des Korrekturfaktors ermittelbaren initialen $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte wird sich also demnach bei tropischer, geschichteter Wassersäule ein höherer Wert ergeben als bei subtropischer, durchmischter Wassersäule.

4.3 Stabile Kohlenstoffisotope

Es wird angenommen, daß stabile Kohlenstoffisotope planktischer Foraminiferen zum größten Teil durch die $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung des ΣCO_2 der Wassersäule bestimmt werden. So werden $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Foraminiferen zur Rekonstruktion von Nährstoffkonzentrationen und Produktivität in den oberflächennahen Wassermassen herangezogen (Berger et al., 1978; Curry und Crowley, 1987; Kroon und Ganssen, 1989; Oppo und Fairbanks, 1989; Charles und Fairbanks, 1990). Da der pCO_2 der Atmosphäre in Zusammenhang mit der Nährstoffkonzentration des Ozeans steht, dienen Kohlenstoffisotopenverhältnisse planktischer Foraminiferen auch als Proxy für pCO_2 -Rekonstruktionen (Shackleton et al., 1983; Shackleton und Pisias, 1985; Curry und Crowley, 1987). Es müssen aber bei der Interpretation der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sogenannte "Vitaleffekte", die auf metabolische Fraktionierungsprozesse bei der Atmung und der symbiontischen Aktivität zurückzuführen sind, berücksichtigt werden (Berger et al., 1978; Vincent und Berger, 1981; Erez und Honjo, 1981; Spero und Williams, 1988; Spero et al., 1991). Diskutiert werden auch kinetische Fraktionierungseffekte bei der Kalzifizierung (McConnaughey, 1989a, b). Das Maß der Abweichung des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes vom Gleichgewichtswert ist abhängig vom ontogentischen Entwicklungsstadium der Foraminifere (Vincent und Berger, 1981). Erhöhter Metabolismus als Grund für kinetische Fraktionierung kann aber auch durch Veränderungen der Umweltparameter, wie z.B. erhöhter Nährstoffgehalt oder erhöhte Temperatur, erreicht werden (Bouvier-Soumagnac 1985; Ortiz et al., 1996). Die Abhängigkeit der $\delta^{13}\text{C}$ -Abweichungen einiger asymbiontischer tiefliebender Foraminiferen zum einen von der Temperatur und zum anderen vom Nahrungsangebot wird anhand von Planktonproben aus dem Pazifik diskutiert (Ortiz et al., 1996). Für die symbiontenträgende Foraminiferenart *Orbulina universa* konnte in Laborversuchen gezeigt werden, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte trotz der beobachteten Vitaleffekte die $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung des ΣCO_2 in der Wassersäule nachzeichnen (Spero 1992). Für andere Arten (*G. sacculifer*) wurde jedoch deutlich, daß das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal der Gesamtschale einem gemischten, in unterschiedlichen Wachstumsstadien eingebautem Wert entspricht und somit nur schlecht für die Rekonstruktion von $\delta^{13}\text{C}$ -Werten des Wassers zu nutzen ist (Oppo und Fairbanks, 1989). Zusätzlich zu den genannten Vitaleffekten kann aber auch eine mögliche Tiefenmigration bei tiefer lebenden Foraminiferen zu Problemen bei der Interpretation des $\delta^{13}\text{C}$ -Signals führen (Curry und Crowley, 1987).

Für spätere Rekonstruktionen von Nährstoffgradienten der tieferen Oberflächenwassermassen ist eine Überprüfung des Proxies $\delta^{13}\text{C}$ tiefliebender planktischer Foraminiferen notwendig. Im folgenden sollen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der beiden tiefliebenden Arten *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* auf etwaige Vitaleffekte überprüft und der Einfluß der ontogentischen Entwicklung auf die Zusammensetzung der Kohlenstoffisotopenverhältnisse untersucht werden.

4.3.1 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. truncatulinoides* in Beziehung zur Größe, zur Temperatur und zum $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Wert

In der $\delta^{13}\text{C}$ /Größen-Beziehung spiegeln sich variierende metabolische Prozesse während der ontogenetischen Entwicklung wider (Berger et al., 1978; Vincent und Berger, 1981). Ein Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mit zunehmender Größe ist bei *G. truncatulinoides* zu beobachten (Abb.21). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte variieren sowohl in den Tropen als auch in den Subtropen um etwa 1 ‰. Zum Vergleich sind auch Werte aus dem westlichen äquatorialen Atlantik (Ravelo und Fairbanks, 1995) eingetragen, die mit den hier ermittelten Werten übereinstimmen. Subtrahiert man von dem an der Foraminifere gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Wassers, so sollte man einen $\delta^{13}\text{C}$ -„Rest“-Wert erhalten, der unabhängig von einer möglichen Tiefenmigration sowie von saisonalen Variationen in der Wassersäule ist (Ravelo, 1991; Ravelo und Fairbanks, 1995). Es zeigt sich, daß auch die $\delta^{13}\text{C}$ -„Rest“-Werte von *G. truncatulinoides* mit zunehmender Größe ansteigen (Abb. 23).

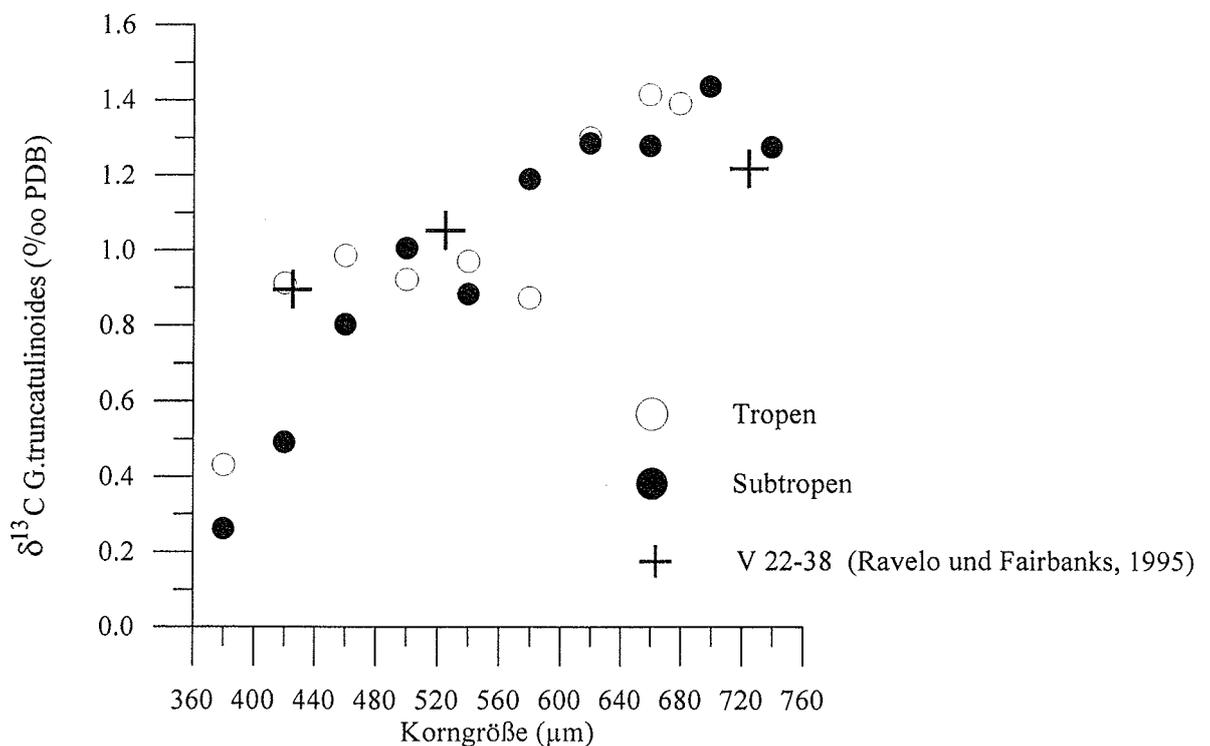


Abb. 22: Beziehung zwischen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert und Korngröße bei *G. truncatulinoides* in den Subtropen (Punkte) und Tropen (Kreise). Zum Vergleich sind $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus der Arbeit von Ravelo und Fairbanks (1995) aus dem westlichen äquatorialen Atlantik eingetragen (Kreuze).

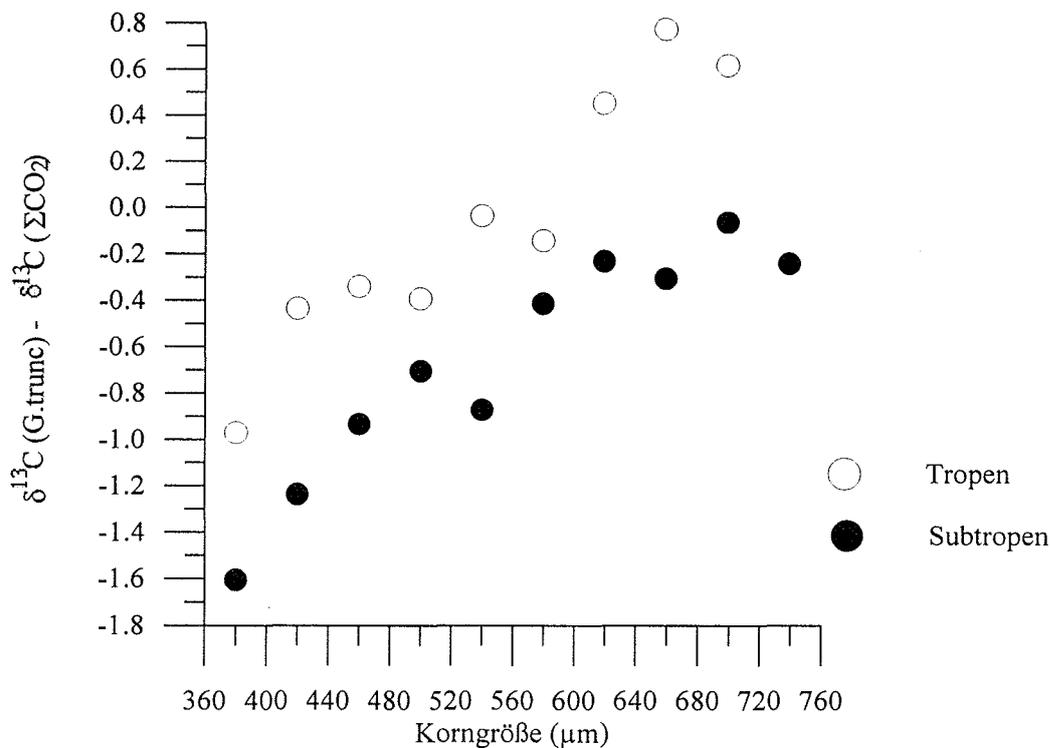


Abb. 23: Beziehung zwischen $\delta^{13}\text{C}$ -„Rest“-Wert (=Differenz zwischen Kalzit- und Wasserwert) und Korngröße bei *G. truncatulinoides*.

Die $\delta^{13}\text{C}$ - „Rest“-Werte von *G. truncatulinoides* sind in Abb. 24 gegen die anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten berechnete Kalzifizierungs-Temperatur aufgetragen, um zu prüfen, ob sich die Fraktionierung als Funktion der Temperatur ändert (siehe auch Erez und Honjo, 1981; Ravelo und Fairbanks, 1995). Es ergibt sich eine lineare Temperatur/ $\delta^{13}\text{C}$ -Beziehung, das heißt, der $\delta^{13}\text{C}$ -„Rest“-Wert wird mit zunehmender Temperatur leichter. In Abb. 24 ist zusätzlich der Gleichgewichtswert für den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Kalzits sowohl für die subtropische als auch für die tropische Wassersäule angegeben. Es wird deutlich, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. truncatulinoides* bei hoher Kalzifizierungs-Temperatur und kleinen Größen am stärksten vom Gleichgewichtswert abweichen. Mit abnehmender Kalzifizierungs-Temperatur und zunehmender Größe wird die Abweichung des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes vom Gleichgewichtswert immer geringer. Die Abweichung vom Gleichgewichtswert ist für die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. truncatulinoides* in der subtropischen Wassersäule am größten.

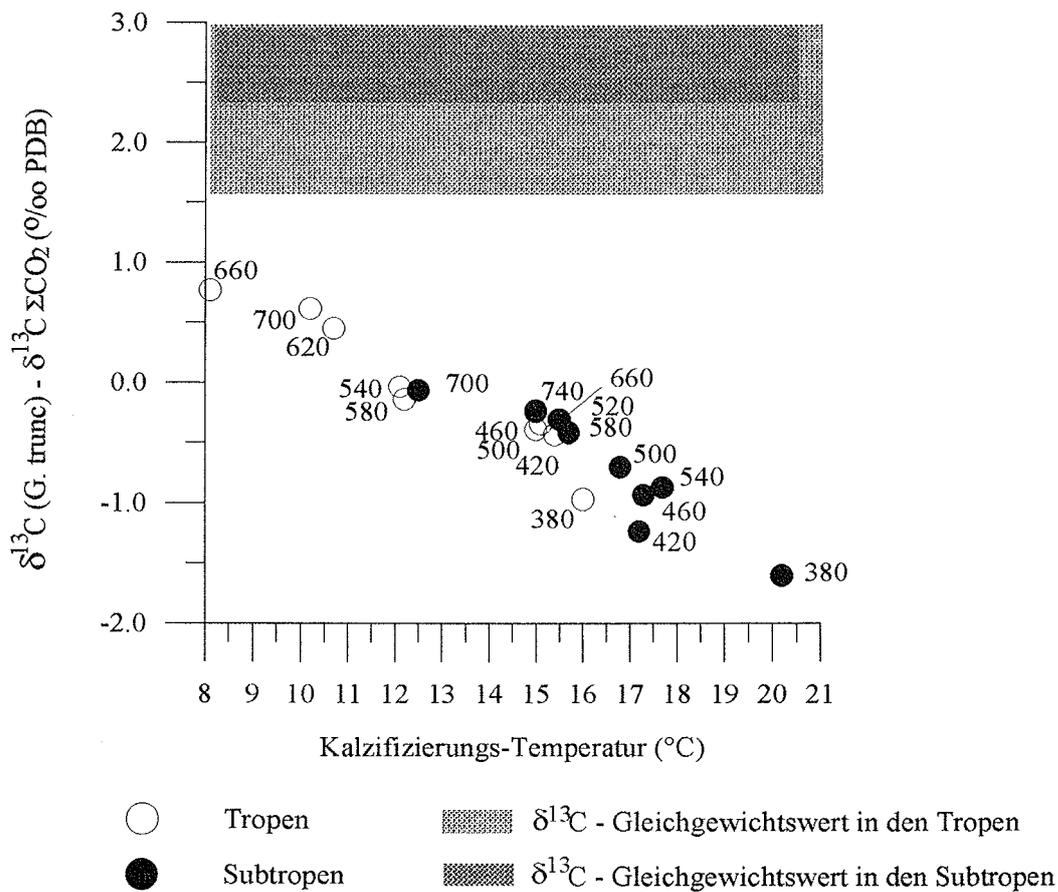


Abb. 24: Beziehung zwischen dem $\delta^{13}\text{C}$ -"Rest"-Wert und der Kalzifizierungs-Temperatur bei *G. truncatulinoides* in den Subtropen (Punkte) und in den Tropen (Kreise). Ferner sind die Gleichgewichtswerte für den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Kalzits in der subtropischen und tropischen Wassersäule angegeben.

Die Abweichung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der verschiedenen Größenklassen vom $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Wasserwert ist in Abb. 25 dargestellt. $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ wurde aus dem Sauerstoffverbrauch AOU (= Apparent Oxygen Utilisation) im Jahresmittel berechnet. Es wurde eine regionale $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2/\text{AOU}$ -Beziehung für den äquatorialen Atlantik zwischen 12°N und 12°S gewählt. Die AOU-Daten stammen aus dem World Ocean Atlas (ferret.wrc.noaa.gov/ferret/doc_htmls). Es wird deutlich, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. truncatulinoides* genau gegenläufig zum $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Gradienten verlaufen und daß der Gradient der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. truncatulinoides* in den Tropen und Subtropen ähnlich ist.

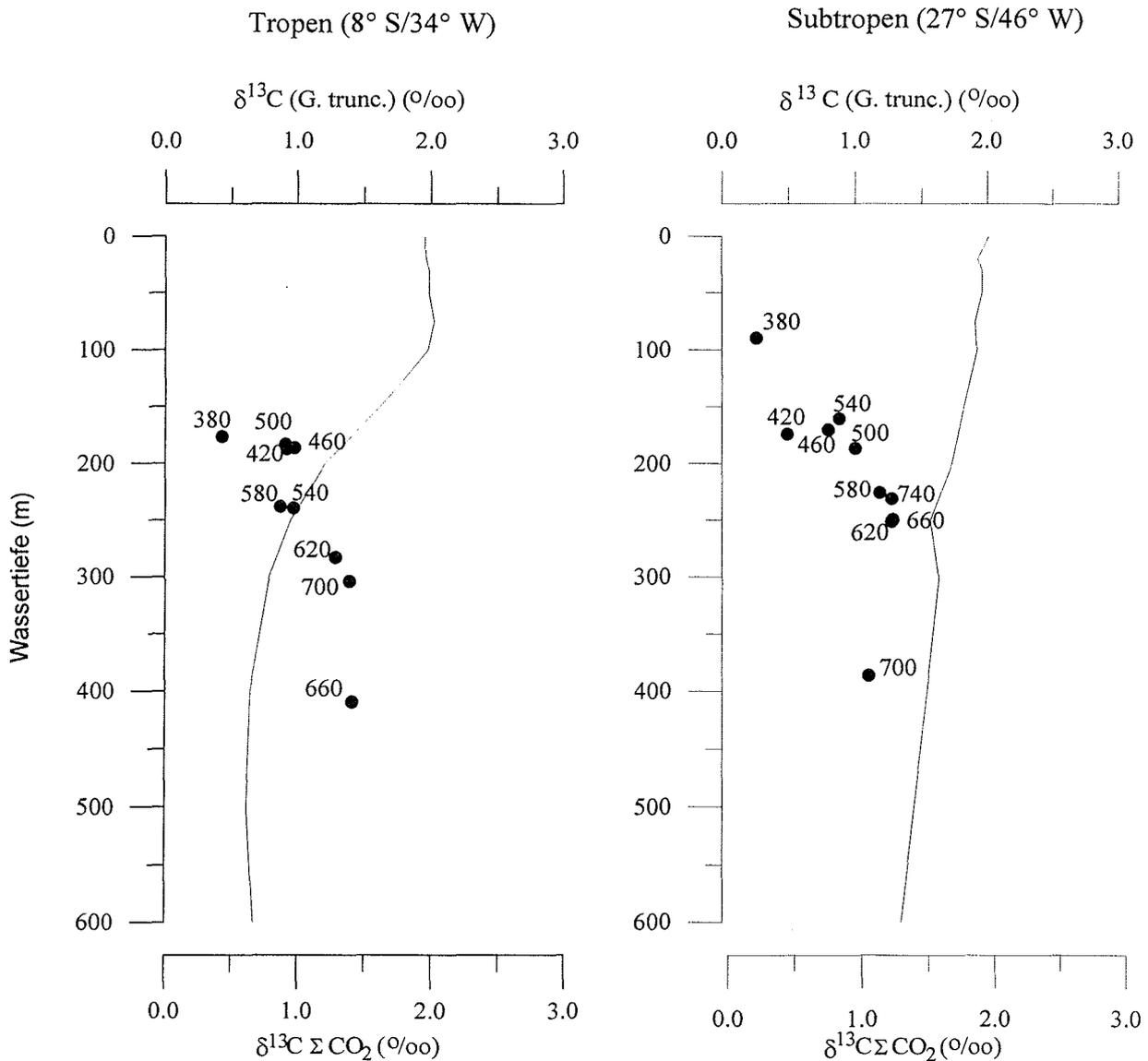


Abb. 25: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte unterschiedlicher Gehäusegrößen (μm) von *G. truncatulinoides* (Punkte) im Vergleich zu $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Werten (Linie) in der tropischen und subtropischen Wassersäule (berechnet anhand von AOU-Daten (=Apparent Oxygen Utilization) aus dem World Ocean Atlas).

4.3.2 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. crassaformis* in Beziehung zur Größe, zur Temperatur und zum $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Wert

Mit 0,6 ‰ ist die Variationsbreite der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. crassaformis* sehr viel geringer als bei *G. truncatulinoides*. Eine Zunahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mit zunehmender Größe ist auch bei *G. crassaformis* in den Korngrößen $<500\mu\text{m}$ zu beobachten (Abb. 26). In den Korngrößen $>500\mu\text{m}$ bis $620\mu\text{m}$ ändert sich der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert mit variierender Größe nicht. Ab einer Größe von $>620\mu\text{m}$ wird der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert mit zunehmender Größe kleiner.

Der durch Subtraktion des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes des Wassers von dem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. crassaformis* ermittelte $\delta^{13}\text{C}(\text{Rest})$ -Wert spiegelt die $\delta^{13}\text{C}$ -Fraktionierung unabhängig von einer möglichen Tiefenmigration von *G. crassaformis* und unabhängig von möglichen saisonalen Variationen des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes des Wassers wider (Abb. 27, siehe auch Ravelo und Fairbanks, 1995). Da ebenso wie die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb. 26) auch die $\delta^{13}\text{C}(\text{Rest})$ -Werte der kleineren Individuen $<500\ \mu\text{m}$ mit der Größe zunehmen (Abb. 27), kann man bei *G. crassaformis* in diesem Entwicklungsstadium wachstumsabhängige Fraktionierungsprozesse, die den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert steuern, annehmen (Abb. 27). In dem Größenintervall 500 bis $660\ \mu\text{m}$ bleiben sowohl die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte als auch die $\delta^{13}\text{C}(\text{Rest})$ -Werte von *G. crassaformis* weitgehend konstant. Dies verdeutlicht, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den Größen von 500 bis $660\ \mu\text{m}$ unabhängig von einer Tiefenmigration und saisonalen Schwankungen in der Wassersäule sind und einem konstanten biologischen Fraktionierungsprozess (Vitaleffekt) unterliegen. Die Korngröße $>660\ \mu\text{m}$ zeigt in Abb. 27 wie auch in Abb. 26 den Trend zu leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Eine langsamere metabolische Aktivität könnte in dieser Größe dazu führen, daß sich der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. crassaformis* dem $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Wert in der entsprechenden Wassertiefe annähert (Berger et al., 1978).

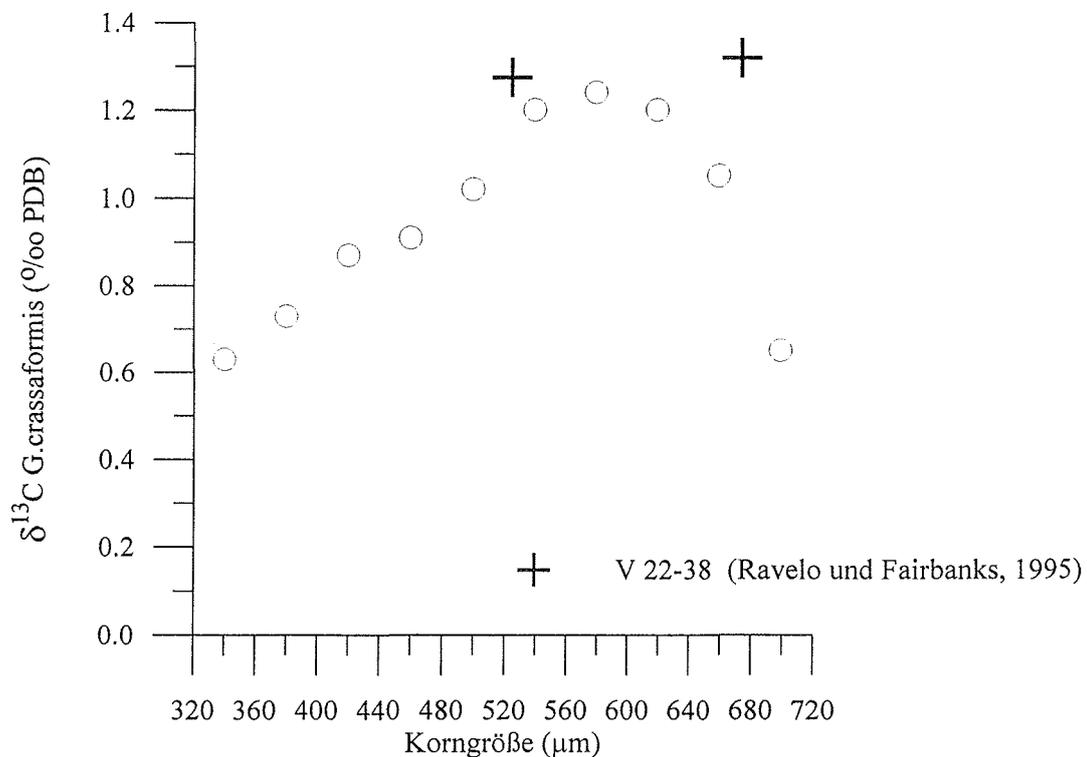


Abb. 26: Beziehung zwischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und Korngröße bei *G. crassaformis* (Kreise). Zum Vergleich sind $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus der Arbeit von Ravelo und Fairbanks (1995) aus dem westlichen äquatorialen Atlantik eingetragen (Kreuze).

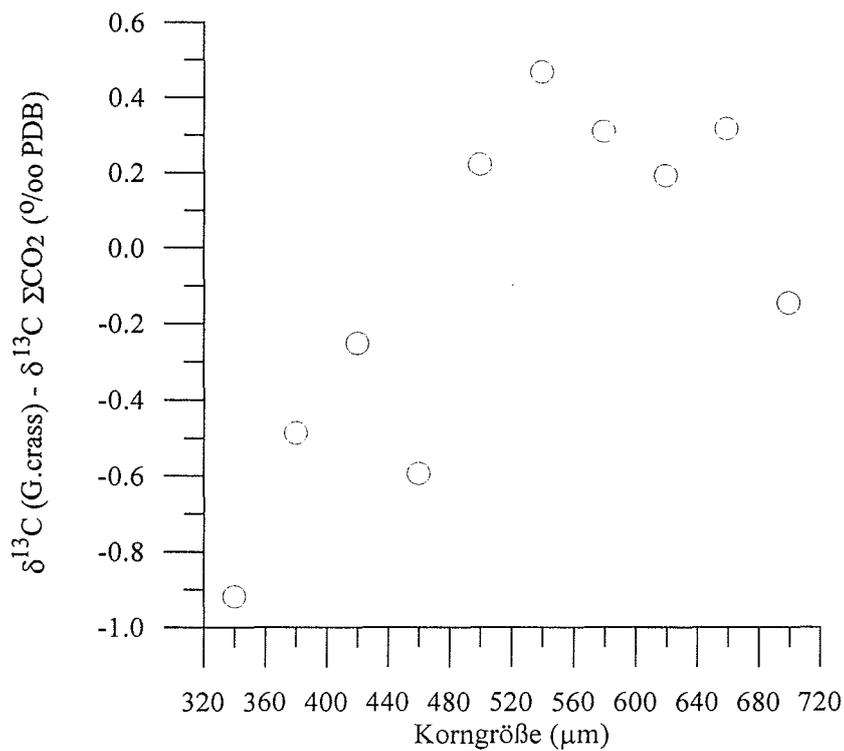


Abb. 27: Beziehung zwischen $\delta^{13}\text{C}$ -„Rest“-Wert (Differenz zwischen Kalzit- und Wasserwert) und Korngröße bei *G. crassaformis*.

Ähnlich wie für *G. truncatulinooides* wurden auch für *G. crassaformis* die $\delta^{13}\text{C}$ (Rest)-Werte gegen die Kalzifizierungs-Temperatur aufgetragen (Abb. 28). Es ergibt sich für die Individuen $<620\ \mu\text{m}$ eine lineare Temperatur/ $\delta^{13}\text{C}$ -Beziehung, die die Abhängigkeit des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes von der Temperatur verdeutlicht. Mit zunehmender Temperatur wird der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert immer leichter. Die Abweichung vom Gleichgewichtswert des Kalzits ist für die kleinen Individuen am größten. Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Größen 500 bis 660 μm zeigt eine konstante Abweichung von ca. 1 - 1,5 ‰ vom $\delta^{13}\text{C}$ -Gleichgewichtswert.

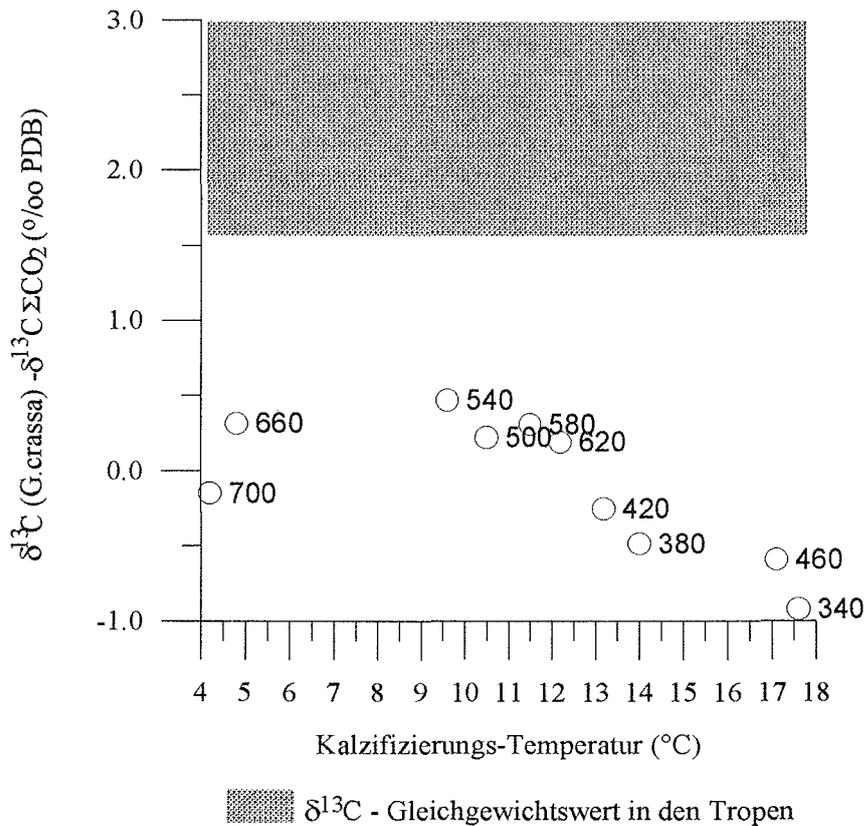


Abb. 28: Beziehung zwischen $\delta^{13}\text{C}$ -„Rest“-Wert und der Kalzifizierungs-Temperatur bei *G. crassaformis*. Ferner ist der Bereich des Gleichgewichtes des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes vom Kalzit in der tropischen Wassersäule angegeben.

In Abb. 29 ist der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. crassaformis* im Vergleich zum $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Profil der Wassersäule dargestellt. Legt man die von Romanek et al. (1992) in Laborversuchen ermittelte Zunahme von 1 ‰ im $\delta^{13}\text{C}$ des auskristallisierten Kalzits zugrunde, so entsprechen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Korngrößen 540 und 660 µm am ehesten den $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Werten der Wassersäule. Die Korngrößen 500 bis 660 µm von *G. crassaformis* zeigen in ihrem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert eine konstante Abweichung vom Wasserwert, wie es auch aus Abb. 28 hervorgeht. Dieser Größenbereich entspricht in der Veränderung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mit zunehmender Wassertiefe dem $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Gradienten der Wassersäule (Abb. 29).

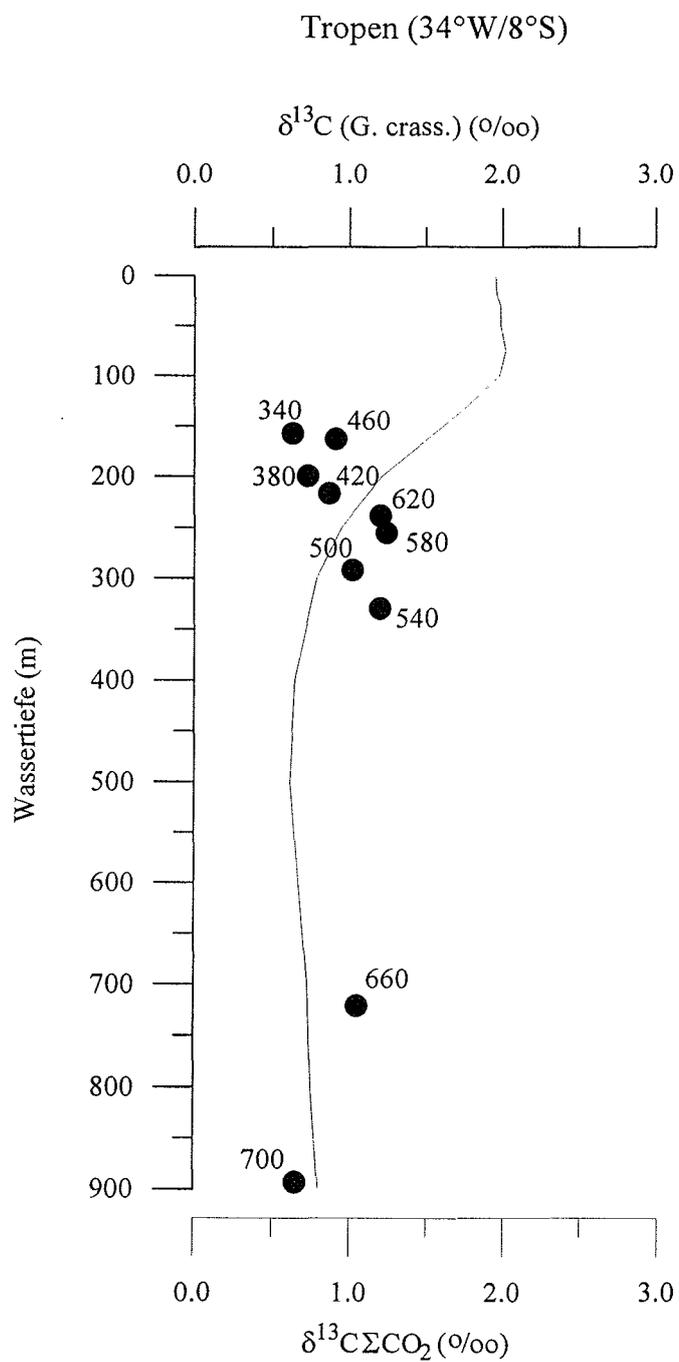


Abb. 29: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte unterschiedlicher Gehäusegrößen (μm) von *G. crassaformis* (Punkte) im Vergleich zu $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Werten (Linie) in der tropischen Wassersäule.

5. Diskussion und Zusammenfassung

5.1 Der Lebenszyklus von *G. truncatulinoides* in Abhängigkeit von der Hydrographie, abgeleitet aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten

Wie in Kapitel 4.2.1 beschrieben wurde, nimmt der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert und damit auch die Kalzifizierungstiefe mit der Größe, also mit fortschreitendem Wachstum, zu. *G. truncatulinoides* sinkt demnach im Laufe ihrer Ontogenese in der Wassersäule ab, wie es bereits an Planktonnetzen beobachtet wurde (Fairbanks et al., 1980; Hemleben et al., 1985). Sie „speichert“ dabei in ihrem Sauerstoffisotopenwert hydrographische Informationen der jeweiligen Lebenstiefen. Eine Kalzitanlagerung in größeren Wassertiefen wurde bereits von Bé und Lott (1964) anhand von Netzfängen in unterschiedlichen Tiefen für *G. truncatulinoides* angenommen. Eine Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte non-spinoser Foraminiferen (Globorotaliiden) von leichten Werten in Planktonnetzfängen zu schwereren in Sedimentfallen bis zu schweren in Sedimentproben legt die Vermutung nahe, daß insbesondere globorotaliide Foraminiferen kontinuierlich Kalzit in Tiefen unterhalb der photischen Zone im kühleren Wasser einbauen (Erez und Honjo, 1981). Eine Zunahme der Größe von *G. truncatulinoides* bei zunehmendem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert läßt annehmen, daß diese Art während ihrer ontogenetischen Entwicklung in die Tiefe migriert (Emiliani, 1971). In Planktonnetzen in der Sargasso See wurde ein Trend zu größeren Individuen mit zunehmender Wassertiefe für *G. truncatulinoides* beobachtet (Hemleben et al., 1985). Eine ontogenetische Kalzitanlagerung bestätigte sich auch in dieser Arbeit für *G. truncatulinoides*.

Das Kalzifizierungsmodell liefert für den Lebenszyklus von *G. truncatulinoides* in den Subtropen genauere Angaben zur prozentualen Kalzitanlagerung bei fortschreitendem Absinken in der Wassersäule (Tabelle 10 und Abb. 18). Es wird deutlich, daß maximale Kalzitanlagerungen zu Zeiten der Krustenbildung vorherrschen (bis zu 4% pro Tiefenmeter). Bei weiterem Sinken durch die Wassersäule ab ca. 200 m nimmt die Kalzitanlagerung kontinuierlich ab (bis zu 0,24 % pro Tiefenmeter). Das in den Subtropen erstellte Kalzifizierungsmodell zeigt auch für die Tropen Gültigkeit (Tabelle 11). Dies zeigt, daß die prozentuale Menge an angelagertem Kalzit im Laufe der Ontogenese gleich ist, unabhängig von den hydrographischen Bedingungen.

Es wurde festgestellt, daß die initiale Kalzifizierungstiefe von dem Temperatur- bzw. Dichtegradienten der Wassersäule abhängig ist (Kapitel 4.2.5, Abb. 20). So beginnt *G. truncatulinoides* in der gut geschichteten Wassersäule der Tropen erst unterhalb des sehr steilen Dichtegradienten zu kalzifizieren. Unter gut durchmischten Verhältnissen in der subtropischen Wassersäule kalzifiziert sie auch bereits in relativ flachen Wassertiefen (ca. 90 m). Die hier angenommene Abhängigkeit des Lebenszyklus von *G. truncatulinoides* von der Durchmischung wird durch andere Arbeiten in der Sargasso See, im subtropischen Süd-

Atlantik sowie im Mittelmeer unterstützt (Hemleben et al., 1985; Lohmann, 1991; Thunell, 1978). Lohmann und Schweitzer (1990) nehmen an, daß juvenile Stadien von *G. truncatulinoides* in Zonen tiefer Durchmischung nach der Reproduktion in größeren Wassertiefen sehr viel einfacher wieder an die Oberfläche gelangen. Auch saisonale Fluß-Studien im Panama-Becken zeigen für andere tiefliebende planktische Foraminiferen (u.a. *G. menardii*, *N. dutertrei*, *N. pachyderma*), die unterhalb oder an der Thermokline leben, daß sie zu Zeiten flachster Thermokline und saisonalen Auftriebs nährstoffreichen Wassers wieder an die Oberfläche migrieren (Thunell, 1984). Die beobachtete Zunahme der Häufigkeit von *G. truncatulinoides* (dex) in subtropischen Regionen des Süd-Atlantiks (Niebler, 1995; Pflaumann et al., 1996), das heißt in Regionen bester vertikaler Durchmischung, wird durch diese Zusammenhänge erklärt (Mulitza et al., 1997). Die Abhängigkeit des Lebenszyklus von *G. truncatulinoides* von vertikaler Durchmischung der Wassersäule spiegelt sich auch in ihrer Verbreitung im Mittelmeer wider. So zeigen Arbeiten von Thunell (1978) häufiges Auftreten von *G. truncatulinoides* im westlichen Mittelmeer und ihr Fehlen im östlichen Mittelmeer. Im westlichen Mittelmeer wird im Gegensatz zum östlichen Mittelmeer während des Winters die Wassersäule saisonal durchmischt (Miller, 1971).

Durch Gewichts- und Volumenbestimmungen konnte ein Einsetzen der Krustenbildung bei *G. truncatulinoides* ab einer Größe von 440 µm in den Tropen und von 480 µm in den Subtropen bestimmt werden (Abb. 14 und 15, Kapitel 4.1). Die Gewichtszunahme der verkrusteten Individuen (520 µm) durch die Kruste macht sowohl in den Tropen als auch in den Subtropen 34,5 % der Gesamtmasse aus. Dies stimmt ungefähr mit der Angabe anderer Autoren (bis zu 50 %) überein (Lohmann und Schweitzer, 1990). Andere planktische Foraminiferen bauen ähnlich viel Kalzit in Form einer Kruste auf (28 % bei *G. sacculifer* (Bé, 1980), 36 % bei *O. universa* (Erez und Honjo, 1981)). Maximales Absinken in der Wassersäule bis unterhalb der permanenten Thermokline kann man während der Bildung einer Kruste annehmen, dies wird auch durch Laborversuche bestätigt (Bé und Lott, 1964; Hemleben et al. 1985). Die Kruste verhilft dabei der Foraminifere, durch höheres Gewicht schneller in die Tiefe abzusinken. Eine 50 µg schwere Foraminifere kann 1400 m innerhalb eines Tages in die Tiefe absinken, während ein nur 5 µg schweres Exemplar nur 320 m pro Tag absinkt (Takahashi und Bé, 1984). Die Krustenbildung scheint an eine bestimmte Wassertemperatur gekoppelt zu sein (hier: 7 °C, d.h. 660 m in den Subtropen, 452 m in den Tropen). Bereits Hemleben et al. (1985) ermittelte über Laborversuche die Temperaturabhängigkeit der Krustenbildung von *G. truncatulinoides* (8 bis 10 °C, entsprechend einer Wassertiefe von 800 m in der Sargasso See).

5.2 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ zwischen *G. sacculifer* (o.S.) und *G. truncatulinoides* und $\delta^{18}\text{O}_n$ der initialen Schalenbildung von *G. truncatulinoides* als Proxy für die hydrographische Struktur der Wassersäule

In den Arbeiten von Douglas und Savin (1978), Whitman und Berger (1992) und Whitman und Berger (1993) wurden Differenzen zwischen den isotopischen Zusammensetzung von planktischen und benthischen Foraminiferen zur Rekonstruktion von Temperatur- und Nährstoffgradienten benutzt. Isotopen-Differenzen zwischen tiefliebenden und flachlebenden planktischen Foraminiferen liefern Informationen über die Struktur der Thermokline (Kemle-von Mücke 1994; Mulitza 1994; Mulitza et al., 1997). Es stellt sich dabei aber immer die Frage, wie die Lebensstiefen tiefliebender Arten durch hydrographische Bedingungen der Wassersäule gesteuert werden. Die hier angestellten Beobachtungen haben gezeigt, daß das Einsetzen der Kalzifizierung von *G. truncatulinoides* im initialen Stadium vom Dichtegradienten der Wassersäule abhängig ist. Über den in Kapitel 4.2.7 eingeführten Korrekturfaktor kann für ein 520 μm großes Gehäuse von *G. truncatulinoides* der Sauerstoffisotopenwert für die initiale Schale ($\delta^{18}\text{O}_n$) ermittelt werden. Die initiale Schale von *G. truncatulinoides* wird unter unterschiedlichen hydrographischen Verhältnissen in verschiedenen Wassertiefen gebildet, wie bereits in Kapitel 4.2.5 beschrieben wurde. Der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert ermöglicht demnach für die Paläozeanographie die Rekonstruktion der Thermokline. Schematisch sind diese Zusammenhänge in Abb. 30 gezeigt. Ist der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert leicht, so sollte das auf oberflächennahe initiale Schalenbildung bei gut durchmischter Wassersäule deuten (Subtropen: $\delta^{18}\text{O}_n$: -0,3 ‰). Ist der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert jedoch schwer, so zeugt dies von initialer Kalzifizierung in der tieferen Wassersäule unterhalb eines steilen Temperatur- und Dichtegradientens (Tropen: $\delta^{18}\text{O}_n$: 0,8 ‰).

Zusätzlich dazu können aber auch $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen der flachlebenden Art *G. sacculifer* und der tiefliebenden Art *G. truncatulinoides* zur Rekonstruktion der Thermokline benutzt werden. Dabei müssen allerdings gleiche Korngrößen der beiden Arten verwendet werden. So kann der in dieser Arbeit beobachtete Einfluß der Tiefenmigration auf die isotopische Zusammensetzung gering gehalten werden. Die 520 μm große verkrustete *G. truncatulinoides* scheint in beiden hydrographischen Regionen in vergleichbaren Tiefen zu kalzifizieren (200 bis 250 m). *G. sacculifer* ist eine der häufigsten tropischen Oberflächenwasserarten planktischer Foraminiferen. Daten anderer Autoren deuten darauf hin, daß *G. sacculifer* allerdings auch unterhalb der durchmischten Deckschicht bzw. an ihrer Basis kalzifiziert (Duplessy et al. 1981; Ravelo 1991; Hemleben und Bijma 1994). Jedoch stimmen die über die Isotopenwerte von *G. sacculifer* berechneten Temperaturen am besten mit den Oberflächenwasser-Temperaturen (10 m) im Jahresmittel überein, wobei die berechneten Temperaturen leicht zu kalt sind (Mulitza 1994). Die Temperatursensitivität ist für *G. sacculifer* nicht so groß wie für andere oberflächennahe lebenden Foraminiferen

(Mulitza et al., in press). Daher sind die Sauerstoffisotopenwerte von *G. sacculifer* für Temperatur-Rekonstruktionen am ehesten geeignet (Mulitza et al., in press).

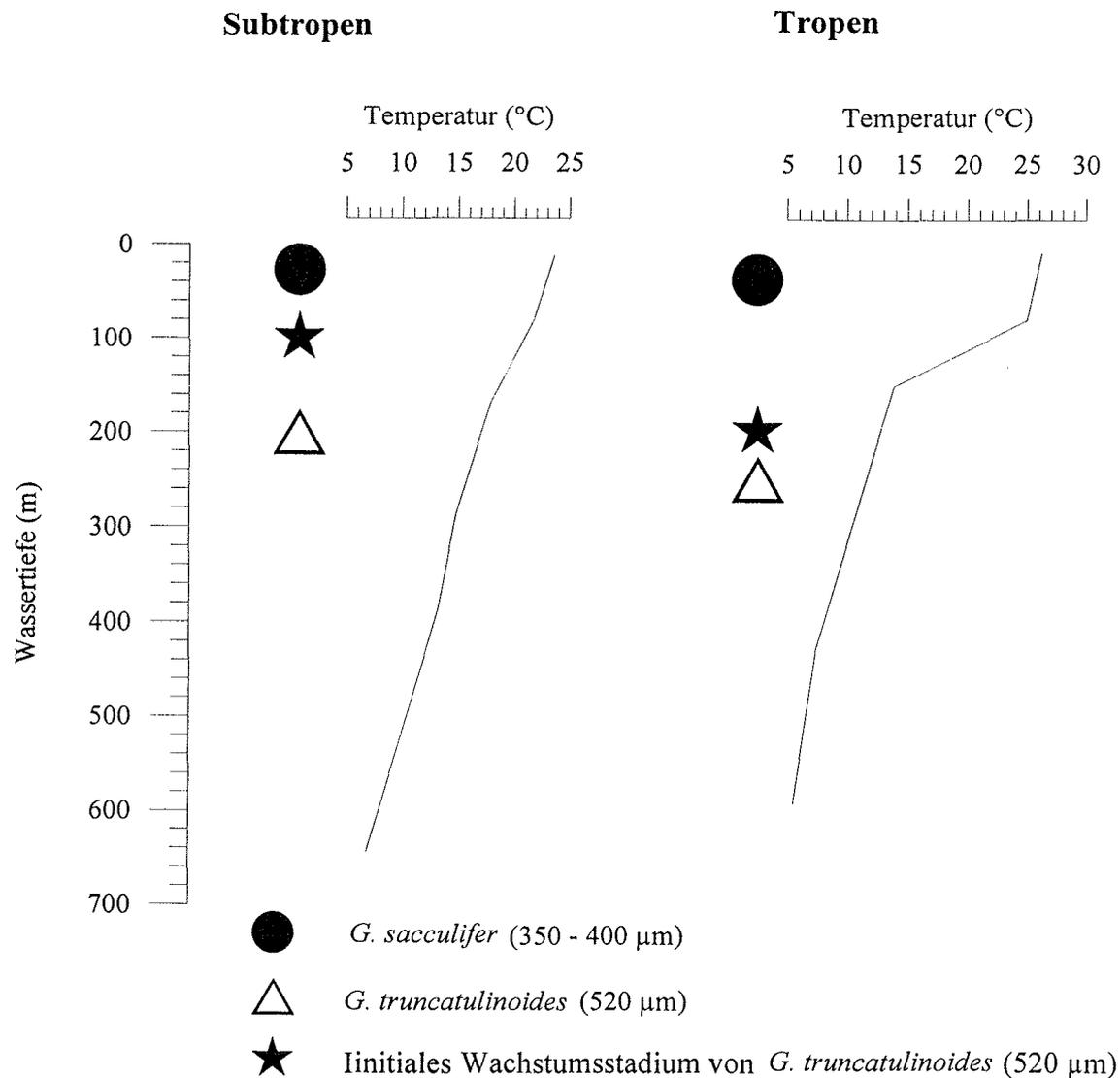


Abb. 30: Anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten berechnete Kalzifizierungstiefen von *G. sacculifer* (Punkt), *G. truncatulinoides* (Dreieck) im Vergleich zu einem Temperaturprofil der subtropischen und tropischen Wassersäule. Die Kalzifizierungstiefe für das initiale Wachstumsstadium von *G. truncatulinoides* wurde anhand des $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}}$ -Wertes (siehe auch Kapitel 4.2.7) berechnet. Es wird deutlich, daß sowohl die Differenz zwischen der Kalzifizierungstiefe von *G. sacc.* und *G. trunc.* als auch die initiale Kalzifizierungstiefe von *G. trunc.* die hydrographischen Gegebenheiten der unterschiedlichen Wassersäulen nachzeichnen.

Ein Problem bei der paläozeanographischen Anwendung der $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen *G. sacculifer* und *G. truncatulinoides* ist das unterschiedliche saisonale Auftreten beider Arten. So zeigen Daten von Deuser und Ross (1989) den maximalen Fluß von *G. sacculifer* im Sommer und von *G. truncatulinoides* im Winter. *G. truncatulinoides* dagegen reproduziert im Jahreszyklus und lagert das ganze Jahr über Kalzit an. Ihre Isotopenwerte sollten am ehesten einen Jahresmittelwert widerspiegeln. Außerdem kalzifiziert *G. truncatulinoides* überwiegend in Wassertiefen mit geringen bis fehlenden saisonalen Schwankungen. *G. sacculifer* speichert am ehesten auch saisonale Schwankungen der Oberflächenwasser in ihrem Isotopenwert. Wie bereits erwähnt ist die Temperatursensitivität für *G. sacculifer* jedoch im Vergleich zu anderen oberflächennahe lebenden Arten gering (Mulitza et al., in press). Eine gute Übereinstimmung der Isotopentemperatur-Differenzen zwischen *G. sacculifer* und *G. truncatulinoides* mit jahresdurchschnittlichen Temperaturdifferenzen zwischen 10 und 250 m spricht für die paläozeanographische Nutzung dieser $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Mulitza, 1994).

Geringe Differenzen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte beider Arten reflektieren geringe Temperaturdifferenzen und deuten auf eine flache Thermokline bzw. gute Durchmischung (Abb. 30, Subtropen: $\Delta\delta^{18}\text{O} = 1,23 \text{ ‰}$). Hohe $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte zeugen von einer steilen Thermokline, wie sie hier in der tropischen Wassersäule vorliegt (Tropen: $\Delta\delta^{18}\text{O} = 2,82 \text{ ‰}$).

5.3 Der Lebenszyklus von *G. crassaformis* in Abhängigkeit von der Hydrographie anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten

Schon in frühen Arbeiten wurde *G. crassaformis* zu den am tiefsten lebenden planktischen Foraminiferen gruppiert (Bé, 1977). In der tropischen Wassersäule des westlichen äquatorialen Atlantiks kalzifiziert diese Art bis in fast 900 m Wassertiefe und damit bereits im Bereich der Zentralwassermassen.

Auffällig ist bei *G. crassaformis*, daß sich ihre Lebenstiefen an der Sauerstoffminimumzone orientieren (Abb. 21, Kapitel 4.2.6). Der Zusammenhang zwischen dem Auftreten von *G. crassaformis* und minimalen Sauerstoffgehalten wurde bereits in der Literatur beschrieben. Jones (1967) zeigt, daß die vertikale Verbreitung von *G. crassaformis* im äquatorialen Atlantik in Beziehung zum Sauerstoff-Minimum steht. Im Angola Becken tritt *G. crassaformis* in der durchmischten Deckschicht auf, die ebenfalls minimale Sauerstoffkonzentrationen aufweist (Oberhänsli et al., 1992). Weiterhin wird von einer größeren Häufigkeit von *G. crassaformis* in Sedimenten des Kongo-Fächers berichtet (Van Leeuwen, 1989). Anhand von Sedimentfallenmaterial aus dem Guinea Becken konnte ein Zusammenhang zwischen maximaler Häufigkeit von *G. crassaformis* und maximalem Fluß von organischem Material, welcher in der Region wiederum die Ausbildung einer Sauerstoffminimumzone begünstigt, beobachtet werden (Mullitza et al., Manuskript eingereicht; Wefer und Fischer, 1993). Das Auftreten von *G. crassaformis* ist an die Verfügbarkeit von Nahrung gebunden (Mullitza et al., Ms. einger.; Wefer und Fischer, 1993).

5.4 Einfluß biologischer Fraktionierungsprozesse auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. truncatulinoides*

Das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal der planktischen Foraminiferen *G. crassaformis* und *G. truncatulinoides* (dex) wird zum einen geprägt durch den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des ΣCO_2 des Wassers, zum anderen durch Temperatur und durch das Nahrungsangebot, die die metabolische Aktivität beeinflussen, sowie durch Tiefenmigration (Curry und Crowley, 1987; Spero et al., 1991; Ravelo, 1991; Ravelo und Fairbanks, 1995; Ortiz et al., 1996). Eine Größenabhängigkeit des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes konnte für einige planktische, in Symbiose mit Algen lebenden Foraminiferen beobachtet werden (Berger et al., 1978; Fairbanks et al., 1982). Im Vergleich zu spinosen Arten ist die größenabhängige Zunahme im $\delta^{13}\text{C}$ -Wert für die non-spinose Art *G. truncatulinoides* vergleichbar gering (Ravelo und Fairbanks, 1995).

Anhand der hier präsentierten Daten konnte für *G. truncatulinoides* der Einfluß biologischer Effekte auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Fraktionierung näher bestimmt werden (Kapitel 4.3.1). So verdeutlicht die $\delta^{13}\text{C}$ /Größenbeziehung den Einfluß des Wachstums und damit der metabolischen Prozesse auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert (Abb. 22). Eine Zunahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. truncatulinoides* mit zunehmender Größe wird in Abb. 22 deutlich. Lohmann (1995) beobachtet bei *G. truncatulinoides* in der Sargasso See ebenfalls die Zunahme des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes mit der Größe. Er nimmt an, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. truncatulinoides* maßgeblich durch die Bildung der Kruste in tieferen Wassermassen gesteuert werden. Die Zunahme des $\delta^{13}\text{C}$ (Rest)-Wertes mit zunehmender Größe (Abb. 23) zeigt aber, daß die $\delta^{13}\text{C}$ /Größenbeziehung unabhängig von der Kalzifizierung unterschiedlich großer Individuen in Wassertiefen unterschiedlicher isotopischer Zusammensetzungen ist (siehe auch Ravelo und Fairbanks, 1995).

Ähnlich wie in Proben aus dem Nord-Atlantik (Erez und Honjo, 1981), aus dem äquatorialen Atlantik (Ravelo und Fairbanks, 1995) und aus dem Mittelmeer (Vergnaud-Grazzini, 1976) ergibt sich bei den in dieser Arbeit präsentierten Daten eine lineare $\delta^{13}\text{C}$ /Temperatur-Beziehung für *G. truncatulinoides* (Abb. 24). Demnach scheint die Temperatur einen starken Einfluß auf die Variabilität des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes von *G. truncatulinoides* zu haben. Eine Zunahme der Wassertemperatur, bei der kalzifiziert wird, kann zu stärkerem Metabolismus führen und damit zu leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Kalzit der Foraminifere. Die maximale Abweichung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. truncatulinoides* vom $\delta^{13}\text{C}$ -Gleichgewichtswert ist bei relativ hohen Kalzifizierungstemperaturen zu beobachten (Abb. 24). Für andere tiefliebende Foraminiferen konnte ebenfalls ein starker Einfluß der Temperatur auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert ermittelt werden (Ortiz et al., 1996).

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. truncatulinoides* zeigen keine konstante Abweichung vom $\delta^{13}\text{C}$ -Wasserwert. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Zunahme ist genau gegenläufig zum $\delta^{13}\text{C}$ -Profil der Wassersäule und

scheint von unterschiedlichen hydrographischen Bedingungen in den Tropen und Subtropen unbeeinflusst zu bleiben (Abb. 25). Anhand der vorliegenden Daten muß angenommen werden, daß der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. truncatulinoides* in dieser Region des Süd-Atlantiks nicht die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse der Wassersäule dokumentiert und sich nicht so gut als Proxy für die Nährstoffrekonstruktion eignet. Im Gegensatz dazu zeigen jedoch Daten aus dem West- und Ost-Atlantik regionale Unterschiede der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. truncatulinoides* bei konstanter Korngröße (Ravelo und Fairbanks, 1995; Mulitza et al., Ms. eingelegt.). Zwischen den Regionen des West- und des Ost-Atlantiks unterscheidet sich die Nährstoffkonzentration in der Wassersäule sehr stark. Vermutlich sind die Unterschiede im Nährstoffgehalt der subtropischen und tropischen Wassersäule des westlichen Süd-Atlantiks nicht groß genug, um Unterschiede in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von *G. truncatulinoides* zwischen den beiden Gebieten hervorzurufen. Vielmehr reagiert der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. truncatulinoides* im westlichen Süd-Atlantik auf Temperatur, wie bereits diskutiert wurde.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß sogenannte „Vitaleffekte“ einen starken Einfluß auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. truncatulinoides* haben. Eine ^{13}C -Anreicherung im „Carbon Pool“ der Foraminifere aufgrund einer Zunahme von Symbionten und verstärkter Photosyntheserate, wie es anhand von Kulturversuchen an *O. universa* angenommen wird (Spero und Williams, 1988), ist bei den hier untersuchten asymbiontischen Foraminiferen unwahrscheinlich.

5.5 Einfluß biologischer Fraktionierungsprozesse auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. crassaformis*

Die positive $\delta^{13}\text{C}$ /Größen-Beziehung ist auch bei *G. crassaformis* erkennbar, wenn auch nicht so deutlich wie bei *G. truncatulinoides* (Abb. 26 und 27). Der Verlauf der $\delta^{13}\text{C}$ /Größen-Beziehung von *G. crassaformis* entspricht der modellhaften $\delta^{13}\text{C}$ -Variation während des Wachstums der Foraminiferen aufgrund von veränderter metabolischer Aktivität von Berger et al. (1978). So werden die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der kleineren Individuen, die einem schnellen Wachstum unterliegen und daher verstärkte metabolische Aktivität haben, mit zunehmender Größe schwerer. In einem Größenintervall von 540-620 μm bleiben die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. crassaformis* konstant und spiegeln damit ein verlangsamtes Wachstum wider (Berger et al., 1978). Die größten Individuen nähern sich aufgrund des langsamen Wachstums immer mehr dem Gleichgewichtswert des Wassers an (ab 660 μm bei *G. crassaformis*).

Für kleinere Individuen <500 μm kann also aufgrund der $\delta^{13}\text{C}$ /Größen-Beziehung eine wachstumsabhängige $\delta^{13}\text{C}$ -Fraktionierung angenommen werden (Abb. 26 und 27). Der Einfluß der Temperatur auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert dieser Größen ist ebenfalls sehr ausgeprägt (Abb. 28). So werden die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der kleinen Individuen mit zunehmender Kalzifizierungstemperatur immer leichter (Abb. 27). Temperaturänderungen führen anscheinend wie bei *G. truncatulinoides* auch bei *G. crassaformis* zu einer Veränderung in der metabolischen Aktivität und damit zu den beobachteten $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen. Bei den Größen > 500 μm ist der Einfluß der Temperatur auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert jedoch nicht mehr zu beobachten (Abb. 28). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der kleinen Individuen <500 μm sind gegenläufig zu dem Gradienten der $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Werte des Wassers und bestätigen somit die Annahme eines starken Einflusses von metabolischen Fraktionierungsprozessen auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. crassaformis* in dieser Größe (Abb. 29).

Im Größenintervall 540-620 μm sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte konstant und entsprechen damit Daten von Ravelo und Fairbanks (1995) aus dem westlichen äquatorialen Atlantik. In Bezug auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Wassers ergibt sich für die Größen 500 bis 660 μm von *G. crassaformis* ebenfalls eine konstante Abweichung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb. 29). Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Größen 500 bis 660 μm ändert sich auch nicht mit zunehmender Kalzifizierungstemperatur (Abb. 28). Es wird daher ein konstanter Vitaleffekt angenommen, der zur beobachteten konstanten Abweichung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. crassaformis* vom Wasserwert führt. Mit Hilfe eines Korrekturfaktors könnten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Größen 500 bis 660 μm von *G. crassaformis* am besten als Proxy für die Nährstoffrekonstruktion genutzt werden (siehe auch Ravelo und Fairbanks, 1995). Die Anwendungsmöglichkeit von *G. crassaformis* als Proxy für den Nährstoffgehalt der Wassersäule bestätigt auch die Verteilung von $\delta^{13}\text{C}$ -Werten dieser Art in Oberflächenproben des Süd-Atlantiks im Vergleich zur Nährstoffverteilung in 100 m Wassertiefe (Wefer et al., 1996).

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. crassaformis* in den Größen 500-660 μm am besten als Proxy für frühere Nährstoffbedingungen geeignet sind. Mit Hilfe eines Korrekturfaktors kann die konstante Abweichung des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes von *G. crassaformis* vom Gleichgewichtswert bei der Rekonstruktion von Nährstoffkonzentrationen berücksichtigt werden (Ravelo und Fairbanks, 1995). Kleinere Individuen dieser Art unterliegen im $\delta^{13}\text{C}$ -Wert unterschiedlich starken biologischen Effekten und sind daher nicht als Proxy geeignet.

6. Schlußfolgerungen

1. Eine ontogenetische Tiefenmigration wurde für *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in unterschiedlichen Größenklassen nachgewiesen.

2. Das Kalzifizierungsmodell für *G. truncatulinoides* ergibt maximale Kalzitanlagerung während der Krustenbildung. Die prozentuale ontogenetische Kalzitanlagerung ist anscheinend unabhängig von hydrographischen Bedingungen.

3. Die initiale Kalzifizierungstiefe von *G. truncatulinoides* ist abhängig vom Dichtegradienten der Wassersäule. In tropischer, gut geschichteter Wassersäule beginnt die Kalzifizierung unterhalb der Pycnokline bei ca. 180 m. In subtropischer, intensiv durchmischter Wassersäule beginnt die Kalzifizierung bereits in ca. 90 m.

4. Die Anlagerung von Kruste setzt bei *G. truncatulinoides* ab einer Größe von 440 bis 480 μm ein. Die Kruste macht 34,5 % der Gesamtmasse einer 520 μm großen *G. truncatulinoides* aus. Für die Krustenbildung wurde eine Temperaturabhängigkeit ermittelt: bei 7 - 7,5 °C setzt die Anlagerung sekundären Kalzits ein. Ein Korrekturfaktor für die Krustenanlagerung ermöglicht die Berechnung des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes einer unverkrusteten *G. truncatulinoides* ($\delta^{18}\text{O}_n$).

5. *G. crassaformis* erreicht in den Tropen maximale Kalzifizierungstiefen von fast 900 m und befindet sich damit bereits in den Antarktischen Zwischenwassermassen (AAIW). Die aus der Literatur bekannte Abhängigkeit der Lebenstiefe von der Sauerstoffminimumzone bestätigt sich in dieser Arbeit.

6. Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. truncatulinoides* wird maßgeblich von variierenden biologischen Fraktionierungsprozessen gesteuert. Die lineare Temperatur/ $\delta^{13}\text{C}$ -Beziehung spricht für eine Beziehung mit der Temperatur. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. truncatulinoides* zeigen keine konstante Abweichung vom $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ -Wert des Wassers. Die Ergebnisse deuten darauf hin, daß der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. truncatulinoides* nur unter Berücksichtigung der Korngröße als Proxy für die Nährstoffkonzentration der Wassersäule nutzbar ist.

7. Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. crassaformis* wird nur in den kleineren Korngrößen $<500\ \mu\text{m}$ maßgeblich von biologischen Fraktionierungsprozessen beeinflusst. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Korngrößen $500 - 660\ \mu\text{m}$ zeigen hingegen eine konstante Abweichung vom $\delta^{13}\text{C}\Sigma\text{CO}_2$ des Wassers und werden nicht von der Temperatur gesteuert. Mit Hilfe eines Korrekturfaktors für den konstanten Vitaleffekt kann der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *G. crassaformis* in dieser Korngröße am besten als Proxy für die Nährstoffrekonstruktion der Wassersäule genutzt werden.

8. Die Nutzung der $\delta^{18}\text{O}$ -Differenzen zwischen einer oberflächennahen Art (*G. sacculifer*) und der tiefliebenden Art *G. truncatulinoides* als Proxy für die Rekonstruktion der Thermokline bestätigt sich. Zusätzlich wird der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert (= $\delta^{18}\text{O}$ -Wert der initialen Schale) von *G. truncatulinoides* als Proxy für die Thermoklinenstruktur eingeführt.

Teil III: Rekonstruktion der Hydrographie des Brasil-Stroms und der Subtropischen Front im westlichen Süd-Atlantik im Spätquartär

1. Einleitung

Der Süd-Atlantik spielt eine wesentliche Rolle im Wärmehaushalt des Atlantiks und damit in der globalen Conveyor-Zirkulation (Berger und Wefer, 1996). Aus dem Süd-Atlantik werden über den Nordbrasilstrom (NBC) warme Wassermassen in den Nord-Atlantik transportiert. Der Transport von warmen, salinen Oberflächenwassermassen in den Nord-Atlantik steuert die Produktion von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) und trägt wesentlich zur Aufrechterhaltung der globalen thermohalinen Zirkulation bei (Berger und Wefer, 1996; Broecker und Denton, 1989; siehe auch Teil I, Einleitung). Über den Brasilstrom (BC) als westlicher Randstrom des Subtropischen Wirbels werden die verbleibenden warmen Oberflächenwassermassen vom Äquator südwärts bis zur Subtropischen Front (STF), der südlichen Begrenzung des Subtropischen Wirbels im Süd-Atlantik (Stramma und Peterson, 1990), transportiert. Der BC bewirkt an der Küste Südamerikas subtropische klimatische Verhältnisse (Prohaska, 1976; Höflich, 1984). An der STF trifft der BC auf den Falklandstrom (FC), der kaltes subantarktisches Wasser nordwärts befördert. Erst südlich der STF herrscht ein gemäßigtes Klima, welches durch die Westwinde der Südhemisphäre geprägt wird (Prohaska, 1976; Höflich, 1984).

Es besteht Grund zur Annahme, daß im Letzten Glazialen Maximum (LGM) die Produktion von NADW unterbunden war (siehe auch Teil I dieser Arbeit). Die Auswirkungen der glazialen Abschwächung bzw. des glazialen Zusammenbruches der NADW-Produktion auf den Nord-Atlantik konnten bisher anhand von Modellen (Manabe und Stouffer, 1988; Fichefet et al., 1994; Rahmstorf, 1995) und geologischen Daten (Duplessy et al., 1988; Boyle und Keigwin, 1987) veranschaulicht werden (siehe auch Teil I (Einleitung) dieser Arbeit). Die Antwort des Süd-Atlantiks auf einen Zusammenbruch der NADW-Produktion im Nord-Atlantik wird im Modell von Miller und Rusell (1989) deutlich: so ist im LGM ein südwärtiger Wärmetransport im Süd-Atlantik zu beobachten. Was dies für die Paläozeanographie im Süd-Atlantik bedeutet, wurde bisher nur in geringem Maße an geologischen Daten erarbeitet (Niebler, 1995; Brathauer, 1996; Morley und Hays, 1979). Diese Untersuchungen an planktischen Foraminiferen und Radiolarien lassen vermuten, daß die Lage der Subtropischen Front (STF) im östlichen Atlantik um nur ein bis zwei Breitengrade nordwärts (Niebler, 1995; Brathauer, 1996), hingegen im westlichen Süd-Atlantik um drei Breitengrade nordwärts verschoben war (Morley und Hays, 1979). Atmosphärische Zirkulationsmodelle zeigen, daß eine Zunahme der Windstärke um 70 % und eine Windverlagerung um 5 ° nach Norden zu einer nordwärtigen Verlagerung der Strom- und Frontensysteme im Südozean geführt haben könnten (Klinck und Smith, 1993; Lautenschlager

und Herterich, 1990). Eine nordwärtige Verlagerung der STF könnte bewirken, daß der BC sich in Glazialstadien nicht so weit südwärts erstrecken würde wie heute. Dies hätte nicht zuletzt eine Änderung des regionalen Klimas an der Küste Südamerikas zur Folge.

Um die Paläozeanographie des Süd-Atlantiks während der Glazialstadien vor dem Hintergrund des verringerten Wärmetransports in den Nord-Atlantik zu rekonstruieren, wurden an zwei Sedimentkernen aus der Region des nördlichen und südlichen BC Sauerstoffisotopen zweier planktischer Foraminiferen (*Globigerinoides sacculifer* und *Globorotalia truncatulinoides* (dextral)) gemessen. GeoB 2204-2 wurde im tropischen westlichen Süd-Atlantik und GeoB 2109-1 im subtropischen westlichen Süd-Atlantik nördlich der STF gewonnen. Mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte wurden Veränderungen in der Hydrographie der Oberflächenwassermassen im Süd-Atlantik während des Spätquartärs rekonstruiert. Insbesondere die Rekonstruktion der Oberflächenwassertemperaturen im BC sowie der Lage der STF ermöglichen Aussagen zu spätquartären klimatischen Veränderungen im westlichen Süd-Atlantik und im Küstenbereich Südamerikas.

2. Arbeitsgebiet

Die Sedimentkerne wurden am Kontinentalhang Südamerikas gewonnen. Der Kern GeoB 2204-2 stammt vom Pernambuco Plateau vor Recife und der Kern GeoB 2109-1 wurde auf dem Santos Plateau gewonnen.

2.1. Regionale Ozeanographie

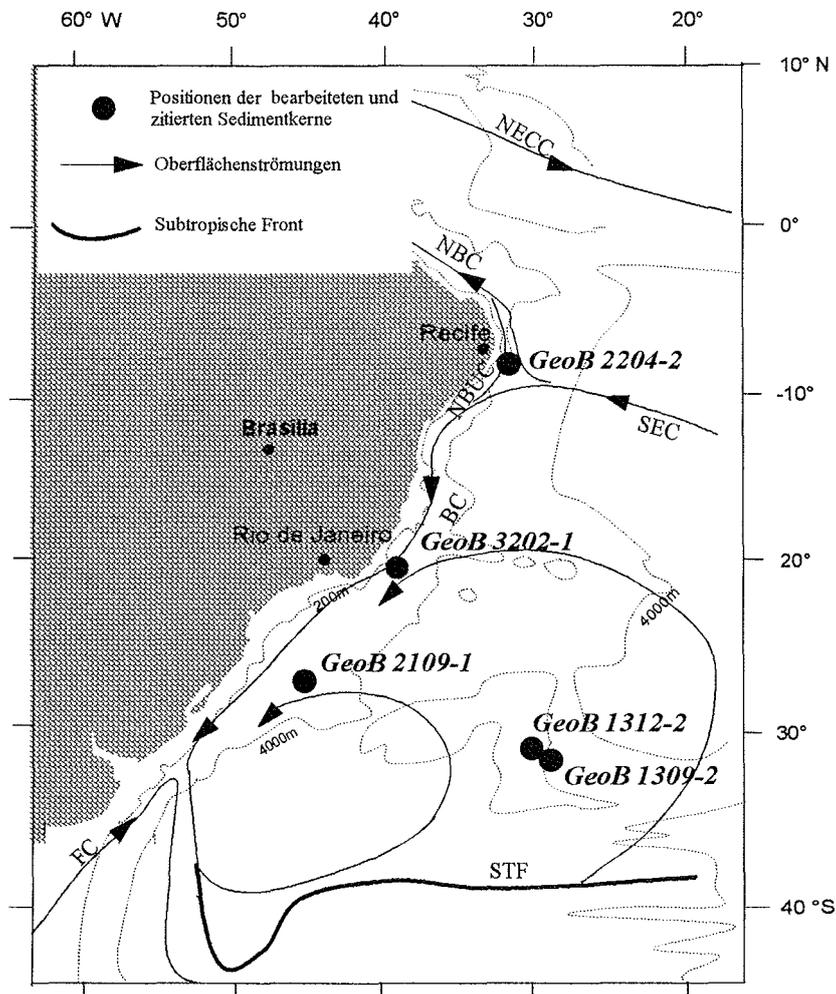


Abb. 31: Oberflächenzirkulation und Bathymetrie im westlichen Süd-Atlantik (nach Gordon und Greengrove, 1986; Stramma und Peterson, 1990; Stramma, 1991) und Positionen der behandelten Kerne. (BC=Brasilstrom; FC=Falklandstrom; NBC=Nordbrasilstrom; NBUC=Nordbrasil-Unterstrom; NECC=Nordäquatorialer Gegenstrom; SEC=Südäquatorialstrom; STF=Subtropische Front)

Der südwärts strömende BC bildet den westlichen Randstrom des subtropischen Wirbels im Süd-Atlantik (Stramma, 1991; Abb. 31). Mit einem Gesamttransport von ca. 20 Sv ist der BC ein relativ schwacher westlicher Randstrom (Gordon und Greengrove, 1986; Campos et al.,

1995; Garzoli, 1993). Südlich von 30°S trifft der relativ schwache BC auf den wesentlich stärkeren Falklandstrom (FC, 50 Sv), der kalte subantarktische Wassermassen nordwärts transportiert (Gordon und Greengrove, 1986; Reid, 1989; Gordon, 1989). Das Aufeinandertreffen dieser beiden Oberflächenströme findet in dem Grenzbereich zwischen dem Subtropischen Wirbel und dem Antarktischen Zirkumpolarstrom statt, der als Subtropische Front (STF) bezeichnet wird (Hofmann, 1985, siehe auch Teil II dieser Arbeit: Kapitel Ozeanographie). Im Bereich der STF werden starke saisonale Schwankungen der Oberflächenwassertemperatur (SST) beobachtet (Garzoli et al., 1996). Die südlichste Ausdehnung des BC wird gesteuert durch saisonale Variationen der Intensität des FC sowie der lokalen Windverhältnisse (Garzoli und Giulivi, 1994; Garzoli et al., 1996). So ergeben sich saisonale Schwankungen in der Position der STF (siehe auch Teil II, Ozeanographie). Im Süd-Sommer reicht der BC bis fast 40°S und im Süd-Winter ist die STF bei ca. 30-33°S anzutreffen (Garzoli und Garaffo, 1989; Garzoli et al., 1996).

3. Material und Methodik

3.1 Probennahme und Probenbearbeitung

Zwei Schwerelotkerne, die auf den METEOR-Expeditionen M 23/2 (Bleil et al., 1993) und M 23/3 (Wefer et al., 1994) im westlichen Süd-Atlantik gewonnen wurden, lieferten das in dieser Arbeit untersuchte Sedimentmaterial. Die wichtigsten Daten der Kernpositionen sind in Tabelle 13 zusammengefaßt.

Tabelle 13: Geographische Positionen und Wassertiefen der bearbeiteten Sedimentkerne im westlichen Süd-Atlantik (GeoB 2110-4, Rühlemann, unpubl. Daten)

Probenbezeichnung	geographische Position	Wassertiefe
GeoB 2204-2	8°32' S / 34°01' W	2072 m
GeoB 2109-1	27°54' S / 45°5' W	2504 m
GeoB 2110-4	28°39' S / 45°3' W	3011 m

Für die Isotopenmessungen wurden die Kerne alle 5 cm beprobt (siehe auch Teil I, Kapitel 3.1). Das holozäne Alter ließ sich anhand von Sedimentmaterial aus Multicorer-Proben (MUC) GeoB 2204-1 und GeoB 2109-3 mit Hilfe von stabilen Sauerstoffisotopenwerten bestimmen. Die Sedimentproben wurden geschlämmt und bei 60 °C getrocknet. Die im Anschluß abgesiebte Fraktion > 150 µm wurde für die planktischen Foraminiferen, die für die Isotopenanalyse ausgewählt wurden, benutzt.

3.2 Stabile Isotopenanalyse an Gehäusen von *G. sacculifer* und *G. truncatulinoides*

(siehe auch Teil I Kapitel 3.2)

Die Analyse der stabilen Isotope wurde mit einem Massenspektrometer der Marke Finnigan MAT 251 mit automatischer Karbonataufbereitungsanlage durchgeführt. Von der planktischen Foraminifere *G. sacculifer* (ohne Sack-Kammer) wurden sechs bis zehn Individuen benötigt, um eine Probenmenge an Karbonat von etwa 100 µg zu erhalten (M. Segl, mündl. Mitt.). Bei der planktischen Foraminifere *G. truncatulinoides* (dex) reichten hingegen maximal zwei Individuen für eine Isotopenanalyse aus.

Die weitere Vorgehensweise bei der Isotopenanalyse wurde bereits in Teil I, Kapitel 3.2, dieser Arbeit beschrieben.

4. Stratigraphie

Das Altersmodell der Kerne GeoB 2204-2 und GeoB 2109-1 wurde über die Korrelation charakteristischer Isotopenereignisse mit der Standardstratigraphie der SPECMAP-Kurve (Imbrie et al. 1984; Prell et al. 1986) erstellt. Stratigraphische Ergebnisse für den Kern GeoB 2204-2 wurden bereits in Teil I, Kapitel 4, zusammengefaßt (Abb. 6). Da die jüngere Sedimentabfolge des Kerns GeoB 2109-1 besonders hohe Sedimentationsraten aufweist, ist die stratigraphische Einstufung mit dem Verlauf der Karbonatkurve (Rühlemann, unveröff. Daten) und der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *Cibicidoides wuellerstorfi* (Vidal, unveröff. Daten) verglichen und abgesichert worden (Abb. 32). Zusätzlich wurden Altersbestimmungen anhand von ^{14}C -Messungen durchgeführt (Vidal, unveröff. Daten). Das Verschwinden von *Pulleniatinia obliquiloculata* wurde zur Bestimmung des Alters von 40 ka herangezogen (Bleil et al., 1993). Im Kern GeoB 2109-1 ist *P. obliquiloculata* ab einer Kerntiefe von 188 cm (= 205 cm korrigierte Tiefe) nicht mehr vorhanden (Bleil et al., 1993).

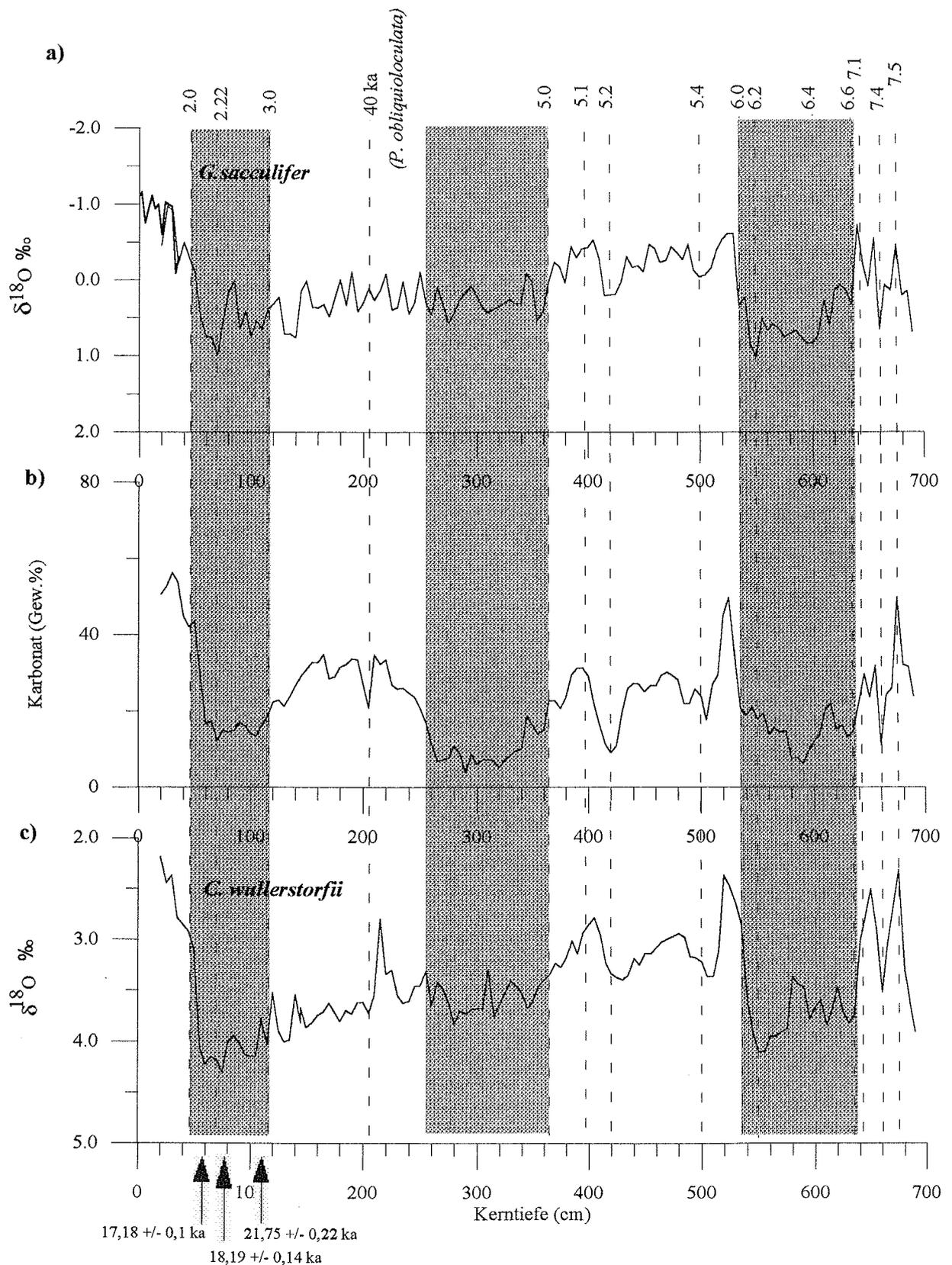


Abb. 32: Stratigraphie des Schwerelotkernes GeoB 2109-1: a) Sauerstoff-Isotopenwerte der planktischen Foraminifere *G. sacculifer*, b) Karbonatgehalt des Sediments (Rühlemann, unveröff. Daten) und c) Sauerstoff-Isotopenwerte der benthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* (Vidal, unveröff. Daten). Die Pfeile markieren Altersbestimmung durch ¹⁴C-Messungen (Vidal, unveröff. Daten). Kaltzeiten sind grau hinterlegt.

Wie in Teil I, Kapitel 4., bereits erwähnt wurde, mußten die $\delta^{18}\text{O}$ -Daten des Kerns GeoB 2204-2 um die $\delta^{18}\text{O}$ -Daten der Sedimente der obersten 14cm des MUC GeoB 2204-1 ergänzt werden. Auch für die $\delta^{18}\text{O}$ -Daten des GeoB 2109-1 ergab sich eine notwendige Ergänzung mit den Werten der obersten 17 cm des MUC GeoB 2109-3.

Die Altersmodelle von GeoB 2109-1 und GeoB 2204-2 im Vergleich (Abb. 33) zeigen ein maximales Alter von 410 ka für GeoB 2204-2 bei relativ konstanter Sedimentation. Die Sedimente von GeoB 2109-1 haben ein maximales Alter von 228 ka. Der nicht lineare Verlauf der Alters-/Tiefen-Linie des GeoB 2109-1 reflektiert schwankende Sedimentationsraten. In den letzten 100 ka war die Sedimentationsrate an der Position sehr viel höher als davor (Abb. 34). Insbesondere in den Stadien 2 und 4 kommt es zu maximalen Sedimentationsraten von bis zu 5,6 cm/ka. Aber auch die holozänen Werte von > 4 cm/ka am GeoB 2109-1 sind im Vergleich zu 2,6 cm/ka im GeoB 2204-2 sehr hoch.

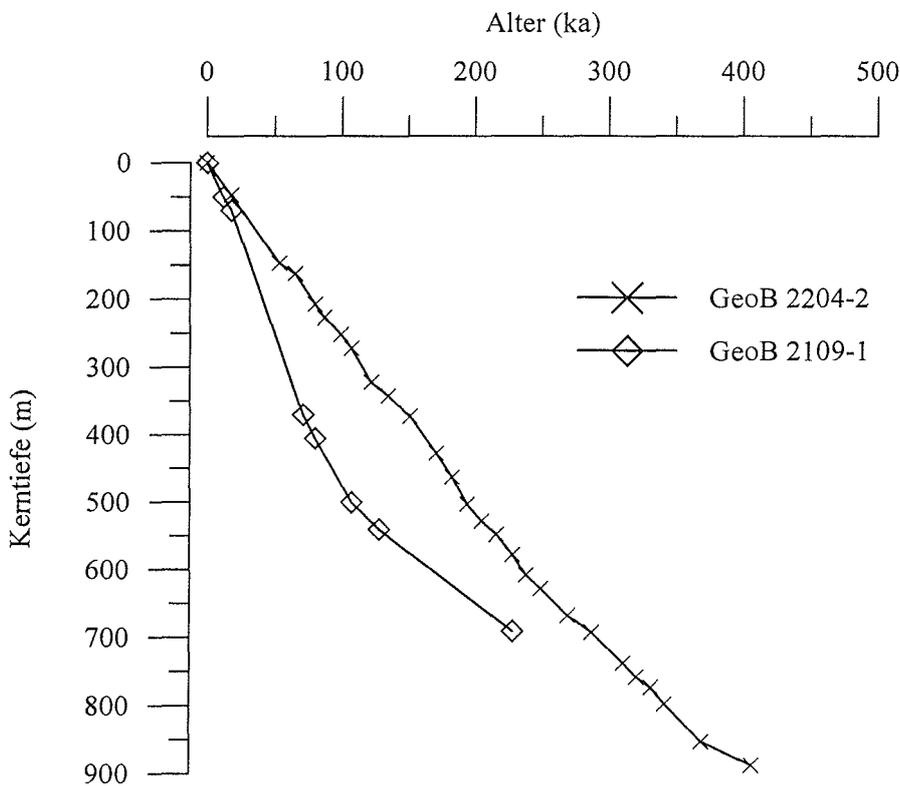


Abb. 33: Alters-/Tiefendiagramm der Kerne GeoB 2204-2 und GeoB 2109-1.

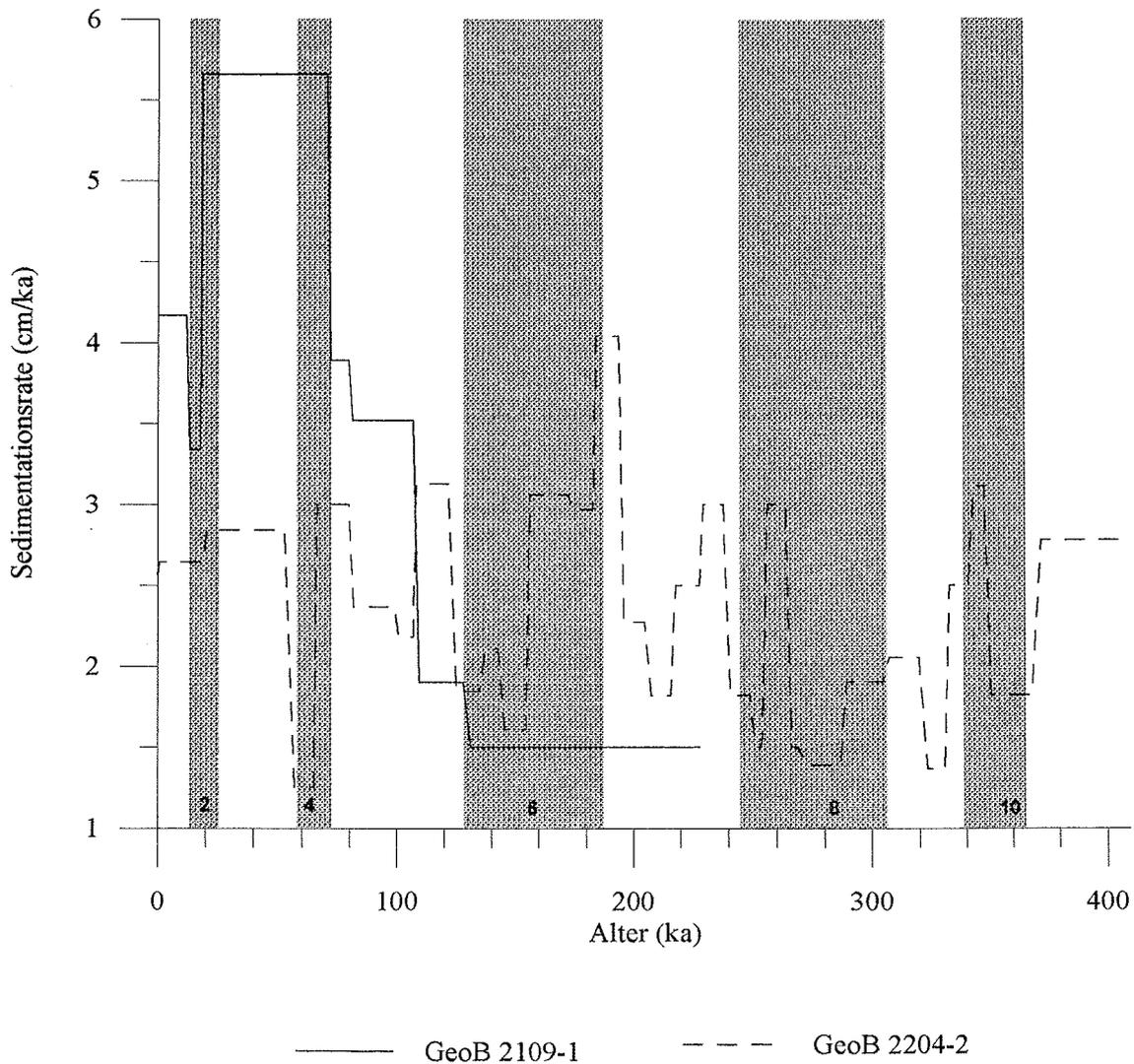


Abb. 34: Sedimentationsraten der Kerne GeoB 2109-1 und GeoB 2204-2. Glazialzeiten sind grau hinterlegt.

In den Sedimenten des Kernes GeoB 2109-1 ist in einer Kerntiefe von 513 cm (entsprechend 530 cm korrigierter Tiefe) die Sedimentation unterbrochen (Bleil et al., 1993). Eine grünliche, harte und tonige Lage, gefolgt von einer nannofossilführenden Siltlage im Hangenden, ist Anzeichen für eine Sedimentationslücke. Auch die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. sacculifer* zeigen in dieser Tiefe nicht die erwarteten extrem leichten Werte, wie sie für das Stadium 5.5 typisch sind ($\delta^{18}\text{O}$ (513 cm, GeoB 2109-1) = -0,61 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ (0 cm, GeoB 2109-3) = -1,11 ‰) (Abb. 32). Aufgrund der Korrelation mit der SPECMAP-Kurve ist eine Unterbrechung der Sedimentation in dem Zeitraum 109 - 125 ka wahrscheinlich. Daten vom südöstlich gelegenen Kern GeoB 2110-4 (578 cm bis 618 cm Kerntiefe) ergänzen daher die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve des Kernes GeoB 2109-1 (Abb. 35). Der Kern GeoB 2110-4 ist im selben Sedimentationsbereich wie der Kern GeoB 2109-1 gewonnen worden, befindet sich jedoch mit 3011 m in weitaus größeren Wassertiefen als Kern GeoB 2109-1 (2504 m). In Glazialstadien weisen die Sedimente des Kernes GeoB 2110-4 sehr starke Lösungseffekte auf, da sich vermutlich die Lysokline zu dieser Zeit in geringeren Wassertiefen befand. In einigen Kerntiefen des Kernes GeoB 2110-4 sind

daher keine Kalkschaler mehr vorhanden. Im Interglazialstadium 5 ist starke Lösung jedoch auszuschließen, und die Isotopenzusammensetzung von *G. sacculifer* dürfte von Lösungseffekten unbeeinflusst sein.

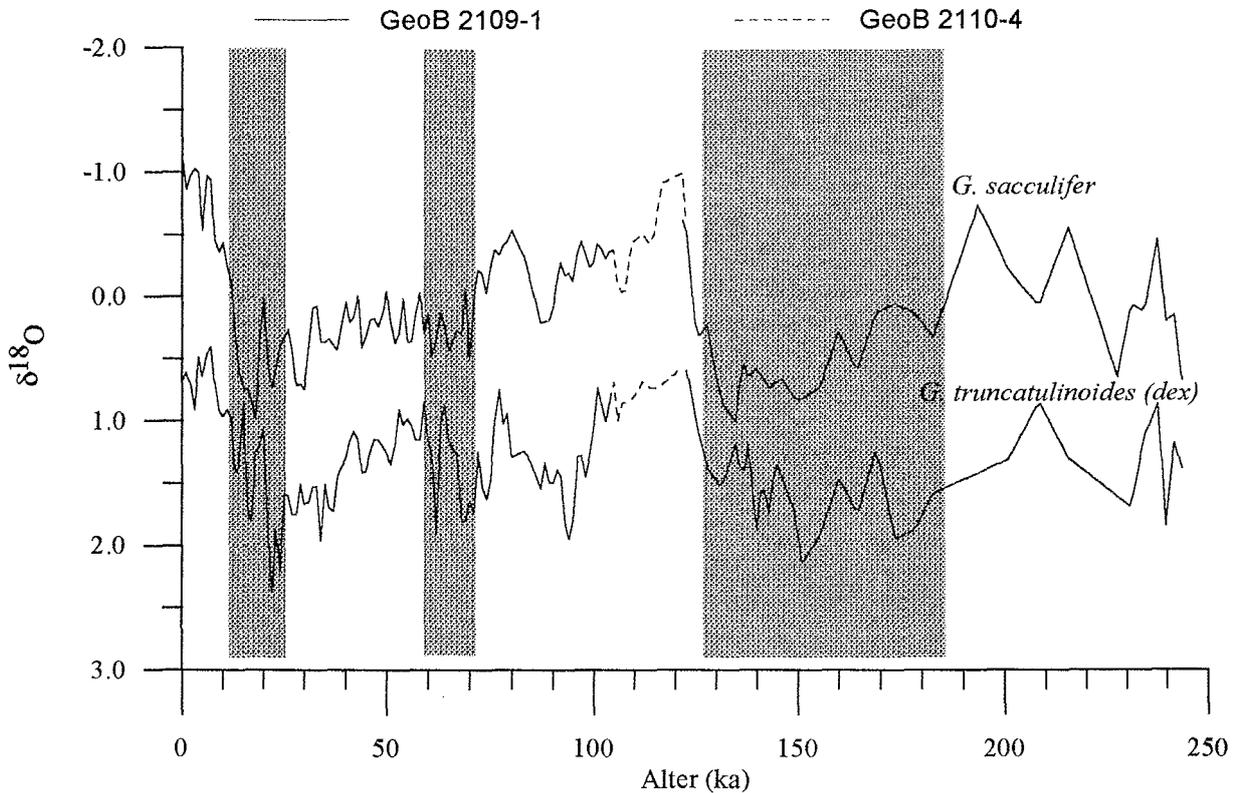


Abb. 35: Stratigraphie des Kerns GeoB 2109-1. Zwischen 109 ka und 125 ka wurden Daten aus dem Kern GeoB 2110-4 (gestrichelte Linie, Rühlemann, unveröff. Daten) eingefügt.

5. $\delta^{18}\text{O}$ -Differenzen zwischen *G. sacculifer* und *G. truncatulinoides* und $\delta^{18}\text{O}$ der initialen Schale ($\delta^{18}\text{O}_n$) von *G. truncatulinoides*

In Teil II, Kapitel 5, wird die Anwendungsmöglichkeit der $\delta^{18}\text{O}$ -Differenzen zwischen *G. sacculifer* und *G. truncatulinoides (dex)* sowie des $\delta^{18}\text{O}_n$ (= $\delta^{18}\text{O}$ -Wert der initialen Schale) von *G. truncatulinoides (dex)* als Proxy für die Stratifizierung der Wassersäule diskutiert. Ein Korrekturfaktor für die Krustenbildung von *G. truncatulinoides* (Teil II, Kapitel 4.2.7) ermöglicht es, den $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert von *G. truncatulinoides* aus $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an adulten Stadien dieser Foraminifere zu berechnen. Abb. 30 (Teil II, Kapitel 5.2) zeigt, wie $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (*G. truncatulinoides* - *G. sacculifer*) und $\delta^{18}\text{O}_n$ (*G. truncatulinoides*) den Temperaturgradienten der Wassersäule in den Tropen und Subtropen nachzeichnen.

Die Berechnung der $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte wurde wie folgt durchgeführt:

$$\Delta\delta^{18}\text{O} = \delta^{18}\text{O} (G. truncatulinoides) - \delta^{18}\text{O} (G. sacculifer) \quad (14)$$

Mit Hilfe des in Teil 2 dieser Arbeit aufgestellten Korrekturfaktors wurde $\delta^{18}\text{O}_n$ für *G. truncatulinoides* berechnet, wobei der $\delta^{18}\text{O}_{c+n}$ -Wert den $\delta^{18}\text{O}$ -Wert der verkrusteten adulten Form beschreibt (siehe Teil 2, Kapitel 4.2.7, Gleichung (13)):

$$\delta^{18}\text{O}_n = 1,53 * \delta^{18}\text{O}_{c+n} - 1,14$$

$\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte und $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte sind für den Kern GeoB 2204-2 in Abb. 36 und für den Kern GeoB 2109-1 in Abb. 37 dargestellt. Der Verlauf der $\Delta\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{18}\text{O}_n$ -Kurven ist in beiden Kernen miteinander positiv korreliert. Wird der $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Wert gering, so wird der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert leicht und umgekehrt.

Tropische Position:

$\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Kern GeoB 2204-2 schwanken zwischen 1,3 ‰ und 3 ‰. Der holozäne $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Wert beträgt 2,8 ‰. Die Tendenz zu höheren $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werten von bis zu 3 ‰ ist in den Interglazialen und interglazialen Substadien (Holozän, 3.3, 5.1, 5.3, 5.5, 7.5) erkennbar. In den Glazialen 2, 3, 4 und 6 sowie in den Subglazialen 5.4 und 5.2 sind die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte kleiner (zwischen 1,3 ‰ und 1,7 ‰). Im Stadium 2 bei 22 ka beträgt der $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Wert 1,6 ‰. Die $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte (*G. truncatulinoides*) variieren im Wechsel Holozän/LGM mit Werten von 0 bis 0,5 ‰ kaum. Der holozäne Wert liegt bei 0,58 ‰ (Kern) bzw. 0,8 ‰ (Oberflächenproben, siehe auch Teil II, Kapitel 4.2.3, Tab. 9). Auch im Stadium 4 ist der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert nur geringfügig leichter als heute. Im Stadium 5 bei 110 ka erreicht der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert das Minimum mit -1 ‰. Am schwersten wird der $\delta^{18}\text{O}_n$ mit 1,7 ‰ im Stadium 7 bei 224 ka.

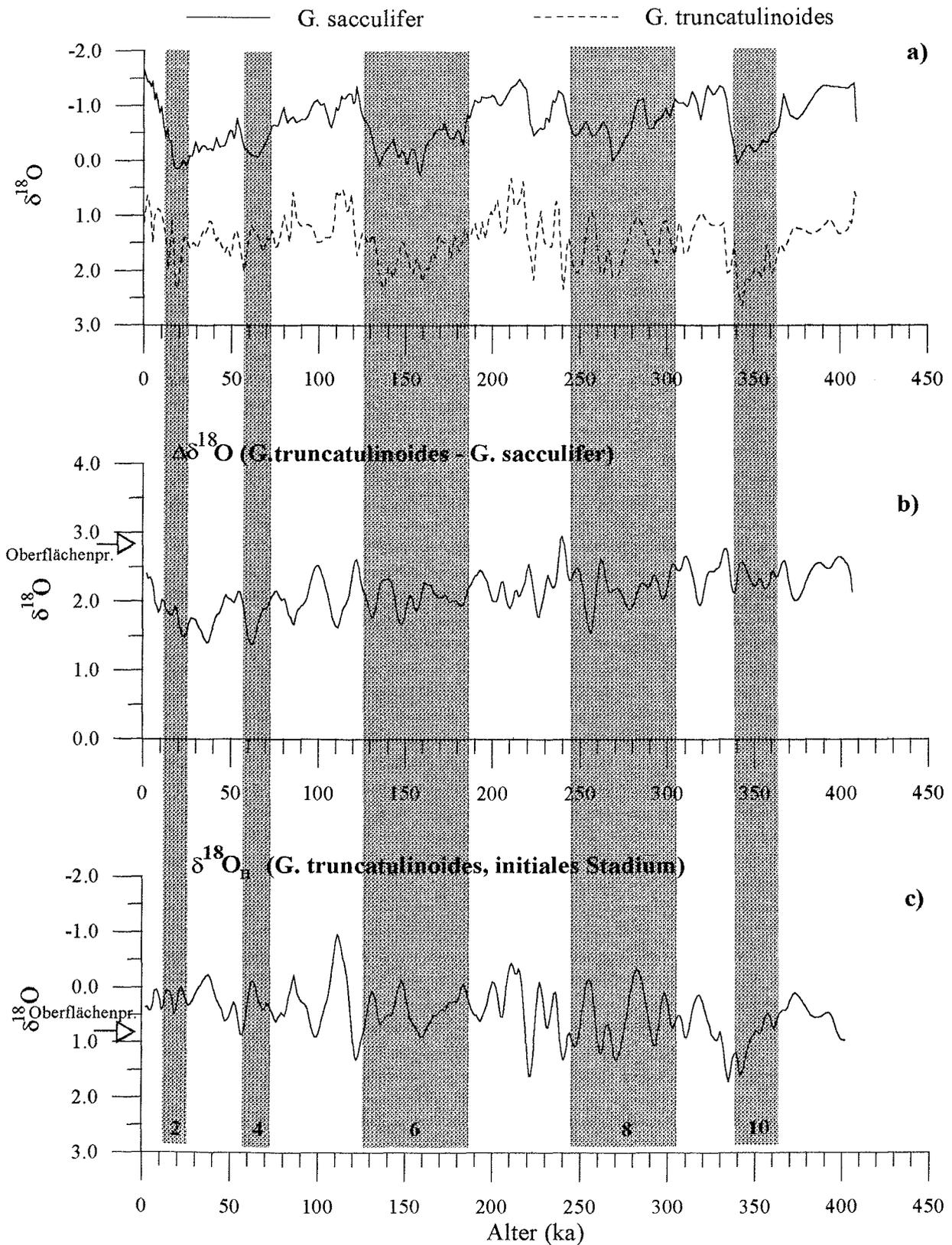


Abb. 36: a) $\delta^{18}O$ -Werte von *G. sacculifer* und *G. truncatulinoides*, b) $\Delta\delta^{18}O$ -Werte (*G. truncatulinoides* - *G. sacculifer*) und c) $\delta^{18}O_n$ -Werte (initiales Stadium) von *G. truncatulinoides* im Kern GeoB 2204-2.

Subtropische Position:

Im Kern GeoB 2109-1 schwanken die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 0,5 ‰ und 2 ‰. Im Vergleich zum Kern GeoB 2204-2 sind die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Variationen des GeoB 2109-1 jedoch nicht so hochfrequent. Im Holozän betragen die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte 1,5 ‰ (Kern) bzw. 1,3 ‰ (Oberflächenproben, Teil II). Im Stadium 2 sinkt der $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Wert auf 0,5 ‰. Wie im Kern GeoB 2204-2 ist auch an dieser Position eine Zunahme in den $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werten in Interglazialstadien zu beobachten. Im Interglazial Stadium 5 erreicht der $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Wert den maximalen Wert von 2 ‰. Ähnlich wie im Kern GeoB 2204-2 variieren die $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte im Wechsel Holozän/LGM mit Werten von 0 bis -0,5 ‰ nur geringfügig. Der holozäne Wert beträgt -0,3 ‰ (Oberflächenproben, siehe auch Teil II, Kapitel 4.2.3, Tab. 9) bzw. -0,18 ‰ (Kern). Im allgemeinen ist im Kern GeoB 2109-1 eine Zunahme der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte in Glazialstadien zu erkennen. So steigt der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert bei 24 ka (Stadium 3.0) auf bis zu 1 ‰ an. Im Stadium 4.2 beträgt der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert 0,7 ‰, im Stadium 5 (91 ka) liegt er bei 1,2 ‰ und am Übergang Stadium 6/5 bei 1,7 ‰. Leichteste $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte bis zu -0,7 ‰ sind generell in den Interglazialstadien (z.B. im Stadium 5, 112 ka) zu beobachten.

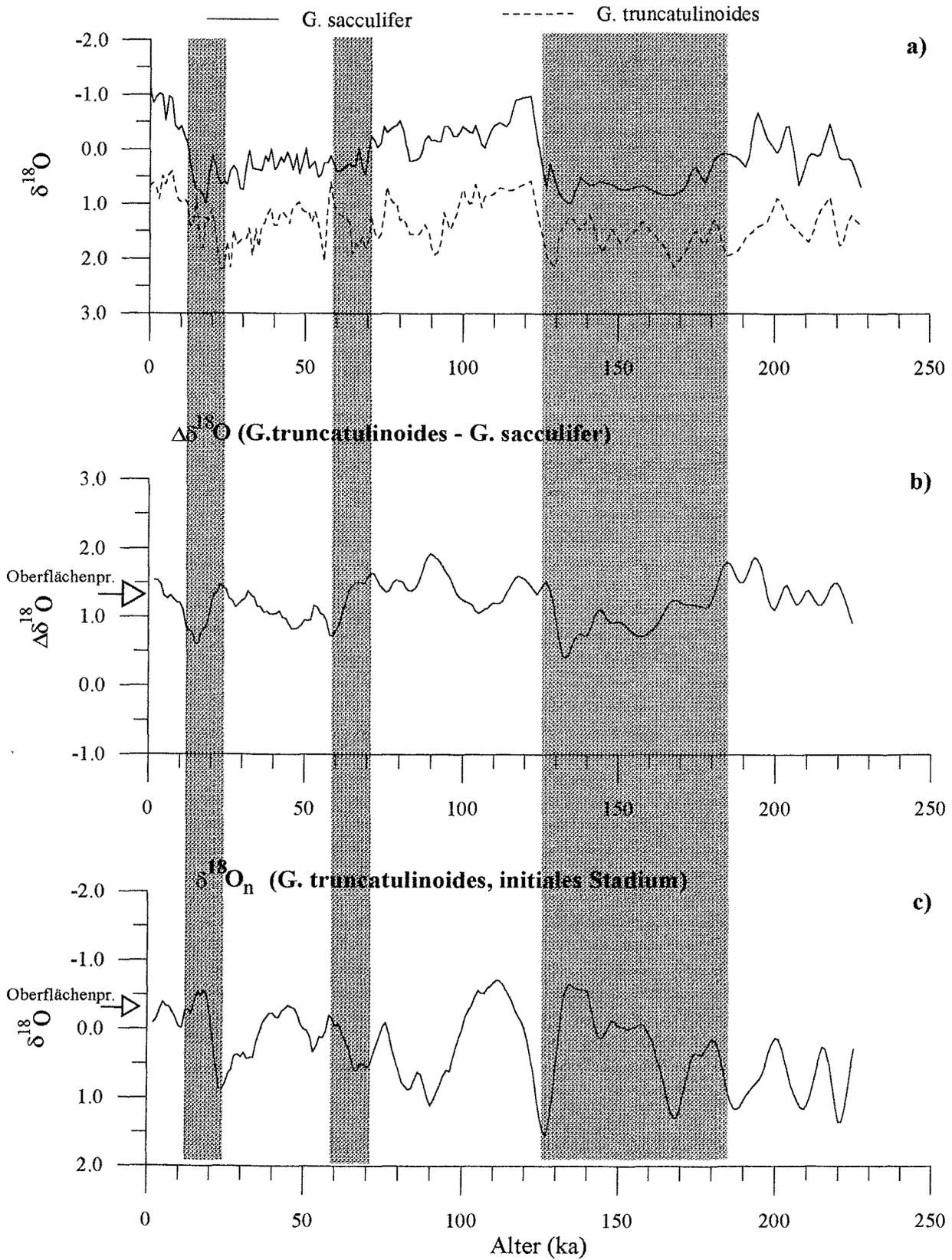


Abb. 37: a) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. sacculifer* und *G. truncatulinoides*, b) $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. truncatulinoides* - *G. sacculifer*) und c) $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte (initiales Stadium) von *G. truncatulinoides* im Kern GeoB 2109-1.

6. Diskussion: Variationen der oberflächennahen Hydrographie im westlichen Süd-Atlantik in den letzten 410 ka

6.1 Spätquartäre Variationen der tropischen Thermokline im westlichen Süd-Atlantik

In den Glazialstadien 2, 4, 6 und 8 sind die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. truncatulinoides* - *G. sacculifer*) im Kern GeoB 2204-2 geringer als heute (Abb. 36 b). Eine Reduzierung des $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Wertes zwischen einer flachlebenden und einer tiefliebenden Foraminifere wird im allgemeinen durch die Verringerung des Unterschiedes im $\delta^{18}\text{O}_w$ -Wert zwischen den oberen und den tieferen Oberflächenwassermassen hervorgerufen. Der $\delta^{18}\text{O}_w$ -Wert wird durch die Wassertemperatur und -salinität gesteuert. Eine Verringerung des $\delta^{18}\text{O}_w$ -Gradienten in der Wassersäule kann zum einen auf einer Zunahme der Salinität in den Oberflächenwassermassen beruhen. Zum anderen kann dies auch eine Abkühlung der Oberfläche oder eine Zunahme der vertikalen Durchmischung, durch die die tieferen Oberflächenwassermassen kühler werden, hervorrufen. Eine glaziale Abkühlung der oberen Oberflächenwassermassen sollte eine Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes von *G. sacculifer* im Glazial zur Folge haben. Bei einer Zunahme der vertikalen Durchmischung wäre neben der Abnahme des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes von *G. truncatulinoides* auch eine Abnahme des $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wertes (=initiale Schalenbildung von *G. truncatulinoides*, siehe auch Teil II, Kapitel 5) zu erwarten.

Auf Station GeoB 2204-2 ist ein Hub im $\delta^{18}\text{O}$ -Wert (*G. sacculifer*) (Holozän - LGM) von 1,78 ‰ zu beobachten (Abb. 36 a). Legt man die glaziale Zunahme von 1,2 ‰ im globalen $\delta^{18}\text{O}_w$ -Wert aufgrund des Eiseffekts zugrunde (Labeyrie et al., 1987; Fairbanks et al., 1989), so kann die restliche Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes (*G. sacculifer*) von 0,58 ‰ im Kern GeoB 2204-2 auf eine Abnahme der Wassertemperatur zurückgeführt werden. Andererseits könnte die Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes (*G. sacculifer*) auch auf einem Anstieg der Oberflächenwassersalinität (SSS) beruhen, der jedoch für das LGM an der Position GeoB 2204-2 ausgeschlossen wird (Dürkoop et al., 1997). Eine mögliche Abnahme der SST von geringem Ausmaß im LGM des westlichen äquatorialen Atlantiks bestätigen Daten von McIntyre et al. (1989). Im ersten Teil dieser Arbeit wurde bereits das Maß der tropischen Abkühlung für das LGM diskutiert. Es wird eine Abnahme der SST von ca. 2 °C im westlichen äquatorialen Atlantik (GeoB 2204-2) angenommen (siehe auch Dürkoop et al., 1997). Auch Alkenon-Messungen an den Sedimenten der Kerne GeoB 1523-1 und GeoB 2204-2 bestätigen eine geringe glaziale Abkühlung der tropischen Oberflächenwassermassen (Rühlemann, unveröff. Daten). Die glaziale $\delta^{18}\text{O}$ -Zunahme (*G. truncatulinoides*) von 1,2 ‰ entspricht an der Station GeoB 2204-2 der globalen $\delta^{18}\text{O}_w$ -Zunahme aufgrund des Eis-Effekts (Abb. 36 a). Der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert (*G. truncatulinoides*) variiert im Kern GeoB 2204-2 während des Übergangs vom LGM zum Holozän kaum (Abb. 36 c). Die glazialen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. truncatulinoides* sprechen demnach eher für eine unveränderte hydrographische Situation der tieferen Oberflächenwassermassen. Eine Zunahme in der vertikalen Durchmischung der

Wassersäule kann für das LGM ausgeschlossen werden. Im Stadium 4 und 6 nehmen die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. truncatulinoides* - *G. sacculifer*) wie im Stadium 2 ab (Abb. 36 b). Auch in diesen Glazialstadien ändert sich der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert (*G. truncatulinoides*) im Vergleich zum Holozän nur geringfügig (Abb. 36 c). So kann analog für die Glazialstadien 4 und 6 angenommen werden, daß die SST geringer waren als heute und das Maß der vertikalen Durchmischung dem heutigen entsprach. Im Stadium 5 werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. truncatulinoides*) bei 76 ka und 110 ka plötzlich leicht. Die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. truncatulinoides* - *G. sacculifer*) sind daher zu diesen Zeitpunkten geringer als im Holozän. Auffällig ist - insbesondere bei 110 ka - auch die Verschiebung des $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wertes (*G. truncatulinoides*) zu leichten Werten. In einem weiter nördlich gelegenen Kern GeoB 1523-1 auf dem Ceara Rücken wurde im Stadium 5 die gleiche Abnahme im $\delta^{18}\text{O}$ - (*G. truncatulinoides*) und im $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Wert (*G. truncatulinoides* - *G. sacculifer*) beobachtet (Mulitza, 1994). Womöglich werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. truncatulinoides*) zu diesen Zeitpunkten leicht, weil *G. truncatulinoides* aufgrund einer Thermoklinenabsenkung eine Erwärmung erfährt. Ein Modell von McIntyre et al. (1989) zeigt, daß im äquatorialen Atlantik zu Zeiten des Perihelions (sonnennächster Punkt) im Nordsommer bei 136 ka eine maximale zonale Intensität der Südost-Passate herrscht. Daraus resultieren für den äquatorialen Bereich eine maximale Divergenz, eine maximale Saisonalität und geringste Oberflächenwassertemperaturen. Darüberhinaus kann angenommen werden, daß aufgrund von maximaler Windintensität die Thermokline extrem tief lag. Der heutige saisonale Verlauf der äquatorialen Thermoklinentiefe zeigt bereits, daß bei maximalen Windstreß der Passate eine maximale Themoklinentiefe im westlichen Atlantik vorliegt (Hastenrath und Merle, 1987). Die Abnahme des $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wertes (*G. truncatulinoides*) - insbesondere bei 110 ka - unterstützt die Annahme einer Thermoklinenabsenkung zu diesem Zeitpunkt. Leichte $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte zeigen, daß der initiale Kalzit von *G. truncatulinoides* in flacheren Wassertiefen gebildet wurde und reflektieren somit eine Zunahme in der Durchmischung der Wassersäule (siehe auch Teil II, Kapitel 5.1 und 5.2). Bei vertikal gut durchmischter Wassersäule liegt gleichzeitig die Basis der Thermokline tief.

6.2 Spätquartäre Verlagerung der Subtropischen Front

Wie im Kern GeoB 2204-2 sind auch im Kern GeoB 2109-1 die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. truncatulinoides* - *G. sacculifer*) zum Ende der Glazialstadien 2, 4 und 6 geringer als heute (Abb. 37 b). Die glazialen $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte liegen in den Subtropen minimal bei 0,5 ‰. Vergleichbar zu der tropischen Position GeoB 2204-2 sind die Gründe für die Verringerung der $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. truncatulinoides* - *G. sacculifer*) an der subtropischen Position in einer Veränderung der Hydrographie der oberen und tieferen Oberflächenwassermassen zu suchen.

Im Kern GeoB 2109-1 ist der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert (*G. sacculifer*) im LGM um 2,1 ‰ schwerer als heute (Abb. 37 a). Nach Abzug der globalen $\delta^{18}\text{O}$ -Zunahme von 1,2 ‰ bleibt ein Residuum von 0,9 ‰ übrig. Dieser lokale Anstieg im $\delta^{18}\text{O}$ -Wert kann entweder als Folge einer Abkühlung der Oberflächenwassermassen von 3 bis 4 °C oder als Zunahme der SSS interpretiert werden. Für die geschätzte Zunahme im Salzgehalt von 2 ‰ (bei Anwendung der $\delta^{18}\text{O}/\text{S}$ -Beziehung von Duplessy et al., 1991) müßte eine drastische Zunahme der Verdunstungsrate angenommen werden. GCMs (General Circulation Models) zeigen im subtropischen Wirbel des Süd-Atlantiks jedoch keine Änderung des glazialen Verdunstungs-/Niederschlags-Regimes (Rind u. Peteet, 1985). Einer Abkühlung von ~4°C in der gesamten Nord-Süd-Erstreckung des Brasil-Stroms widersprechen $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen anderer, nördlicher positionierter Kerne. So sind die glazialen Zunahmen des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes (*G. sacculifer*) bei 8 °S (GeoB 2204-2: $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (LGM-Holozän)=1,78 ‰, Dürkoop et al., 1997) und bei ca. 20 °S (GeoB 3102-1: $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (LGM-Holozän)=1,54 ‰, Arz, unpubl. Daten) im Vergleich zu den Werten des Kernes GeoB 2109-1 relativ niedrig und sprechen im Brasil-Strom für eine SST-Abnahme von nur knapp 2 °C (Tab. 14). Diese Abschätzung der SST-Abnahme im Brasil-Strom stimmt mit Daten von CLIMAP (1981) überein. So werden geringe Abkühlungsraten der Oberflächenwassermassen von maximal 1,5 °C in den Regionen der Subtropischen Wirbel während des LGM angenommen (CLIMAP, 1981). Für die vergleichbar hohe SST-Abnahme an der Position GeoB 2109-1 muß folglich eine andere Erklärung gesucht werden. Ein verstärkter Einfluß von kälteren subantarktischen Wassermassen auf Regionen nördlich der heutigen Lage der STF würde eine Abkühlung der SST von 3 bis 4 °C an der Position GeoB 2109 bewirken.

Tabelle 14: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. sacculifer*) des Holozän und LGM an drei Probenlokalationen im Brasil-Strom. Aus der glazialen Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes abzüglich eines globalen $\delta^{18}\text{O}_w$ -Anstiegs von 1,2 ‰ (Labeyrie et al., 1987; Fairbanks et al., 1989) abgeschätzte SST-Abnahmen sind ebenfalls angegeben.

Probenbezeichnung	geogr. Breite	$\delta^{18}\text{O}$ (Holozän)	$\delta^{18}\text{O}$ (LGM)	$\Delta\delta^{18}\text{O}$ (LGM-Holozän)	geschätzte SST-Abnahme
GeoB 2204-2	8°S	-1,64	+0,14	+1,78 ‰	~ -2-2,5 °C
GeoB 3202-1	20°S	-0,93	+0,58	+1,51 ‰	~ -1,5 °C
GeoB 2109-1	27°S	-1,11	+0,99	+2,10 ‰	~ -3-4 °C

Die Variationen des $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wertes (initiales Stadium) von *G. truncatulinoides* spiegeln ebenfalls Veränderungen in der Hydrographie wider (Abb. 37 c). Nachdem der $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert im Stadium 3 stetig schwerer wurde, nimmt der Wert im LGM abrupt ab. Dieser leichte glaziale $\delta^{18}\text{O}_n$ -Wert zeigt, daß *G. truncatulinoides* anscheinend für die Kalzifizierung der initialen Schale im LGM geringere Wassertiefen bevorzugt als im Stadium 3. Im Stadium 3 verhindert eine gut geschichtete Wassersäule mit steilem Dichtegradienten vermutlich den Aufstieg juveniler Stadien von *G. truncatulinoides* in flachere Wassertiefen (siehe auch Teil II, Kapitel 4.2.8). Leichtere $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte (*G. truncatulinoides*) im LGM deuten somit auf den Zusammenbruch der während des Stadiums 3 aufgebauten Schichtung in der Wassersäule. Im LGM könnte die vertikale Durchmischung in der Wassersäule durch einen stärkeren Einfluß kälterer Wassermassen aufgrund einer nordwärtigen Verlagerung der STF zugenommen haben. Eine Verlagerung der STF im westlichen Süd-Atlantik im LGM um einige Breitengrade nach Norden wird durch Literaturdaten unterstützt (Morley und Hays, 1979). Niebler (1995) rekonstruierte die Variationen in der Position der STF im östlichen Süd-Atlantik. Ein Vergleich der Schwankungen der STF in den letzten 230 ka mit den in dieser Arbeit gemessenen $\Delta\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werten (Abb. 38) zeigt, daß bei einer nordwärtigen Verlagerung der STF in den Glazialen 2, 4 und 6 die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte an der Position GeoB 2109-1 geringer als heute sind und die $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte leichter werden. In den Glazialstadien nähern sich die $\Delta\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte den rezenten Werten bei 40°S an (=gestrichelte Linie in Abb. 38 a) und b)). Diese Beobachtungen sprechen für eine nordwärtige Verschiebung der STF in Glazialstadien.

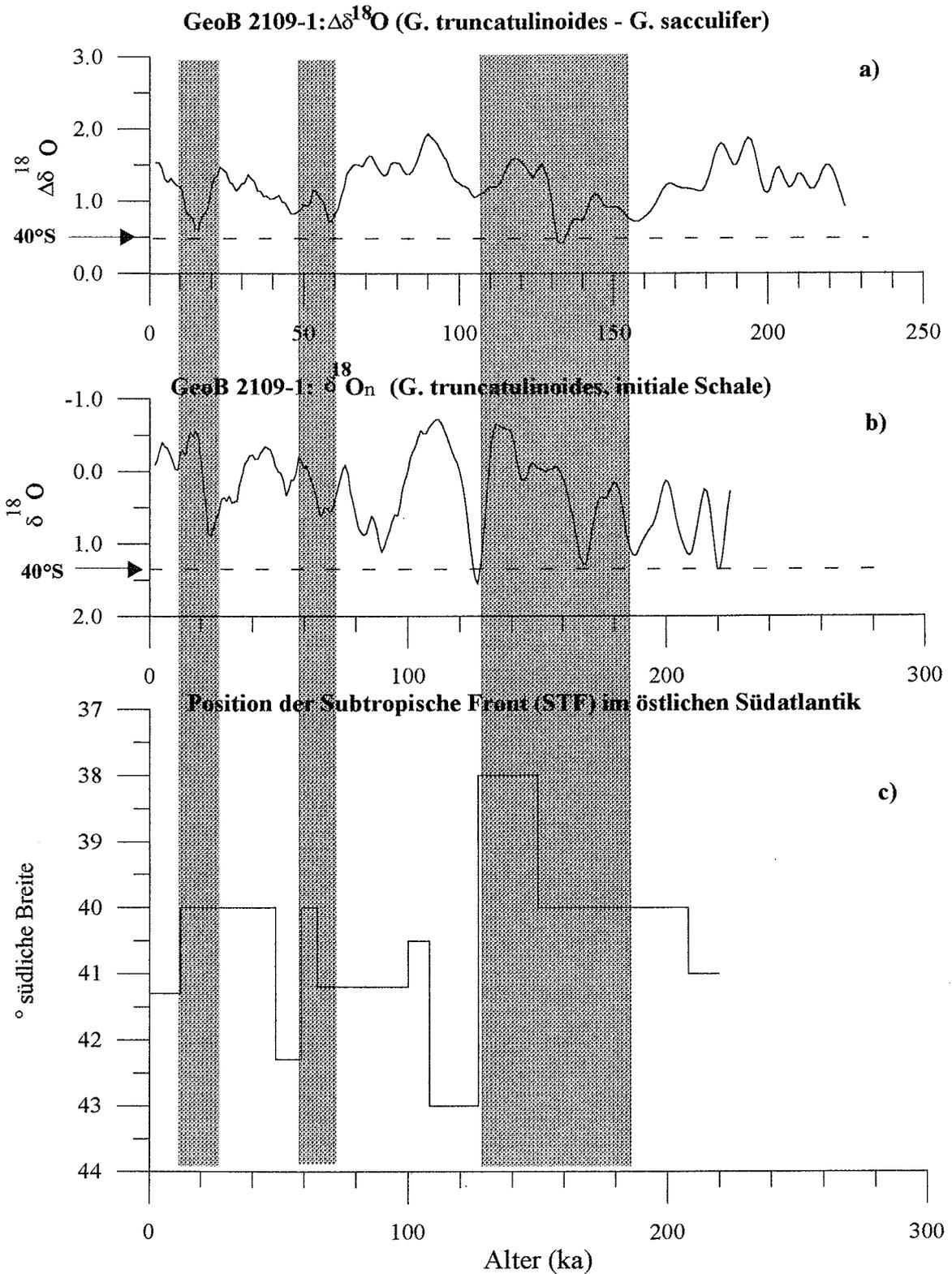


Abb. 38: a) $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. truncatulinoides* - *G. sacculifer*) und b) $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte (initiales Stadium) von *G. truncatulinoides* im Kern GeoB 2109-1 im Vergleich zu c) Verlagerung der Subtropischen Front im östlichen Süd-Atlantik in den letzten 230 ka (umgezeichnet nach Niebler, 1995). Ferner sind die rezenten $\Delta\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte bei 40°S eingetragen (gestrichelte Linie, Daten aus Mulitza et al., 1997).

Auch Prozentanteile der Art *G. truncatulinoides* (dextrale und sinistrale Form) in Kernmaterial vom Rio Grande Rücken unterstützen die Annahme einer STF-Verlagerung im westlichen Süd-Atlantik nach Norden während der Glazialstadien (Abb. 39, GeoB 1309-2 und GeoB 1312-2 bei ca. 31°S; Hale, unpubl. Daten). Die sinistrale Form von *G. truncatulinoides* zeigt eine Zunahme von bis zu 100% der Gesamtanzahl aller Formen von *G. truncatulinoides* zu Zeiten schwerer $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. ruber*), die als Glazialstadien interpretiert werden. Die rezenten Häufigkeiten von *G. truncatulinoides* (sin) in Bezug zur Gesamtanzahl von sinistralen und dextralen Formen dieser Art sind in einem Profil von 32°S bis 48°S in Abb. 40 dargestellt (Daten aus Niebler, 1995). Im Bereich des Subtropischen Wirbels nördlich der STF wird die Häufigkeit von *G. truncatulinoides* (sin) geringer, während sie in der Übergangszone von der Subtropischen in die Subantarktische Zone maximale Häufigkeiten erzielt (Niebler, 1995). Insbesondere der Übergang vom LGM zum Holozän zeigt eine starke Abnahme der sinistralen Form (Abb. 39 a) und b)). Maximale Häufigkeiten von *G. truncatulinoides* (dex) bis zu 10 % der Gesamtf fauna werden im Süd-Atlantik in der Subtropischen Zone beobachtet (Mullitza et al., 1997). Lohmann (1992) interpretieren einen Häufigkeitsanstieg von *G. truncatulinoides* (sin) in Kernmaterial aus dem westlichen Süd-Atlantik während des späten Pleistozäns als Anzeichen für eine intensivere, vertikale Durchmischung der Wassersäule. Die Zunahme von *G. truncatulinoides* (sin) in Glazialstadien im Kern GeoB 1309-2 und Kern GeoB 1312-2 (Abb. 39) kann durch den verstärkten Einfluß kälterer Wassermassen auf diese Positionen am Rio Grande Rücken erklärt werden. Kältere subantarktische Wassermassen gelangten in Glazialstadien vermutlich durch die Verlagerung der STF weiter nach Norden.

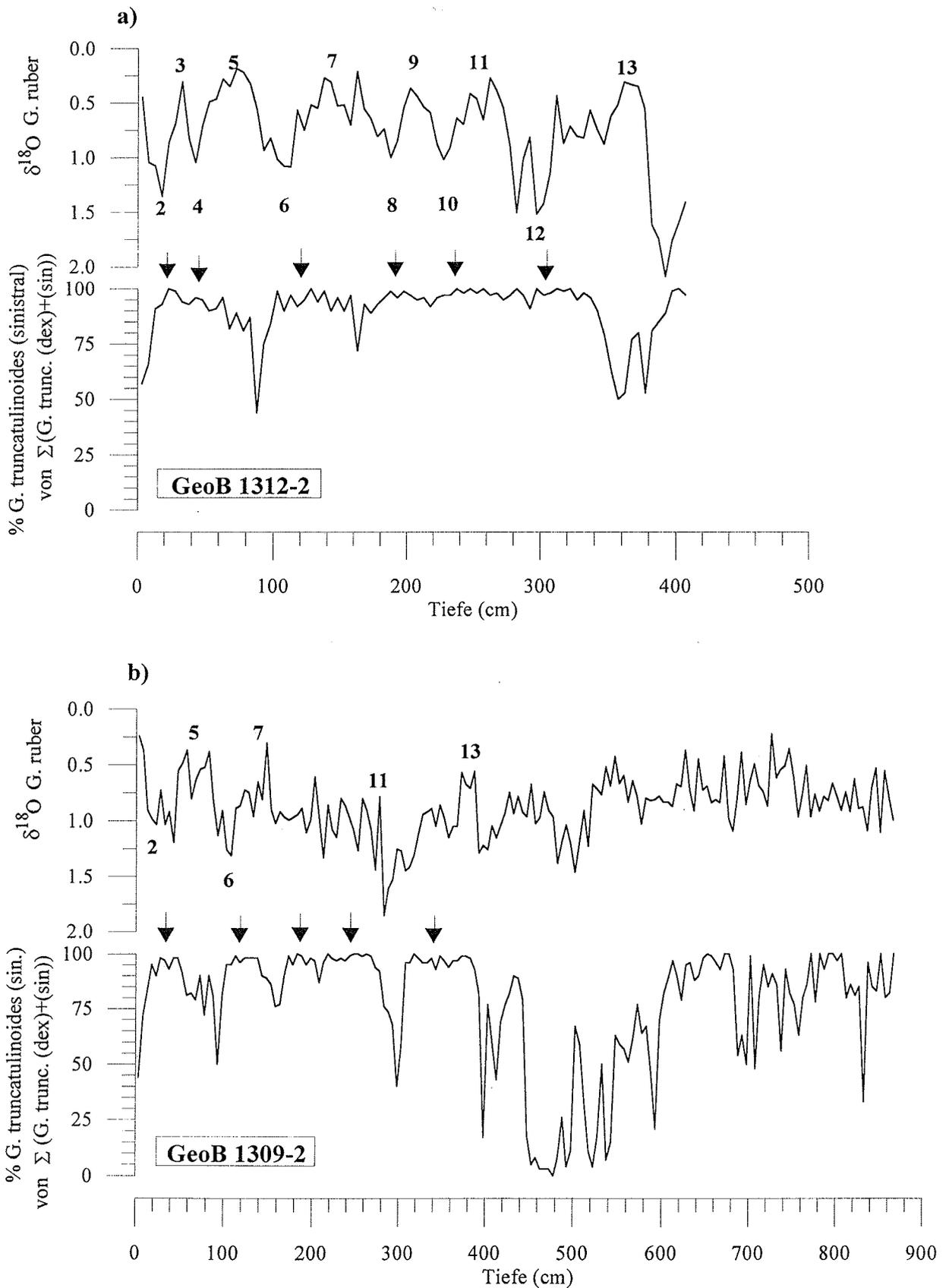


Abb. 39: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (*G. ruber*) und Häufigkeiten von *G. truncatulinoides* (sinistral) in den Kernen GeoB 1312-2 (a) und GeoB 1309-2 (b), Rio Grande Rücken (W. Hale, unveröff. Daten). Ein Anstieg in der Häufigkeit von *G. truncatulinoides* (sin.) (Pfeile) ist zu Zeiten schwerer $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zu beobachten (Pfeile).

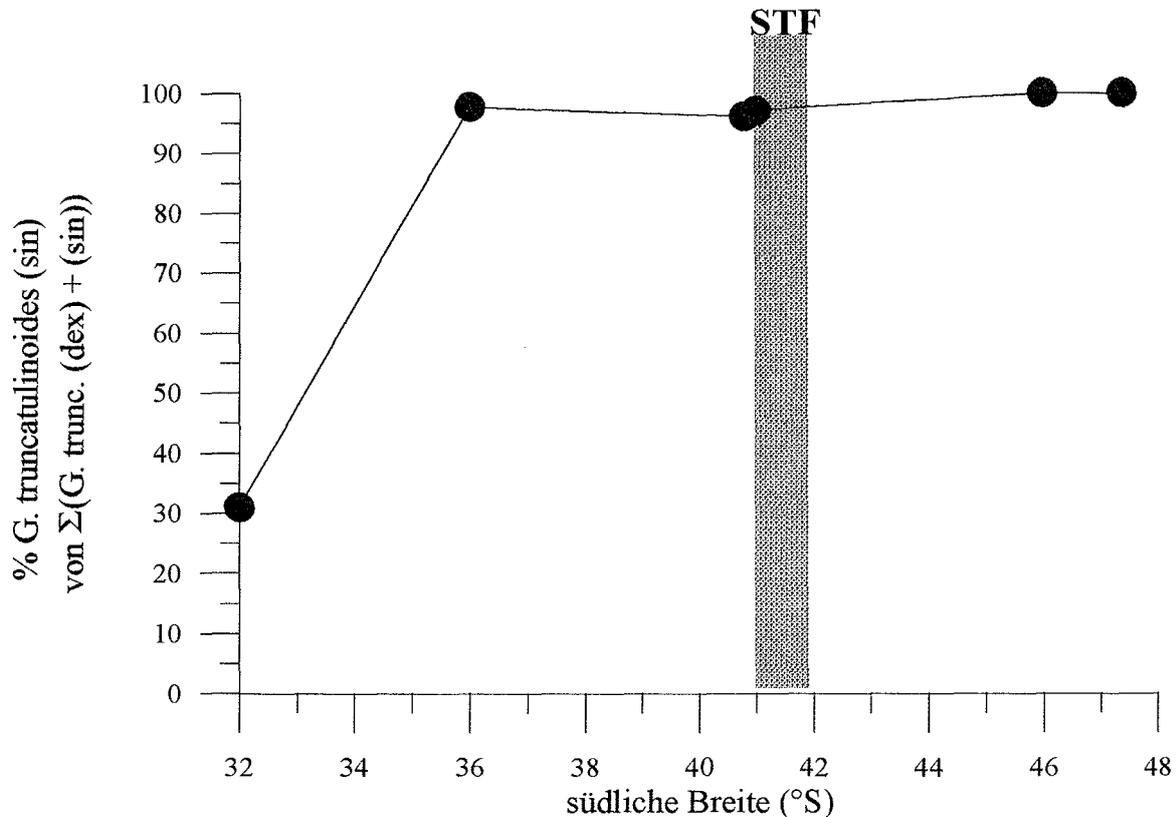


Abb. 40: Prozentanteile von *G. truncatulinoides* (sin) an der Summe von *G. truncatulinoides* (sin) + (dex) in Oberflächenproben des östlichen Süd-Atlantiks (Daten aus Niebler, 1995: GeoB 2016-3 (32°S), PS 2075-3 (40,8°S), PS 2076-1 (41°S), PS 2083-1 (46°S), PS 2241-1 (47°S)). Ferner eingetragen ist die Position der Subtropischen Front (STF).

Sedimentologische Studien in Küstenregionen Südamerikas zeigen Lößablagerungen und intensive Dünenbildung nördlich der Mündung des Rio del Plata sowie Savannen-Vegetation in Regionen heutigen Regenwaldbewuchses im LGM (Clapperton, 1993). Während des LGM herrschten demnach kühlere und trockenere Bedingungen sowie eine höhere Windintensität an der Küste Brasiliens. Nach Clapperton (1993) war vermutlich der Brasilstrom schwächer und insgesamt kühler, und der Falklandstrom reichte weiter nach Norden. Eine derartige Veränderung der Oberflächenzirkulation würde einhergehen mit der hier vermuteten nordwärtigen Verlagerung der STF. SST-Rekonstruktionen anhand von Foraminiferen-, Radiolarien- und Diatomeen-Vergesellschaftungen ergeben eine äquatorwärtige Verlagerung der STF im Glazial sowohl im Indik (Williams, 1976; Prell et al., 1976; Prell et al., 1980; CLIMAP, 1981; Howard and Prell, 1992) als auch im Süd-Atlantik (Morley and Hays, 1979; McIntyre et al., 1989; Niebler, 1995; Brathauer, 1996). Im östlichen Süd-Atlantik wurden im LGM nur geringfügige Verlagerungen der STF festgestellt (Nieber, 1995; Brathauer, 1996). Im westlichen Süd-Atlantik wird eine nordwärtige Verlagerung von bis zu 3° für die STF im LGM angenommen (Morley and Hays, 1979). Eine Zunahme der Windintensität, gekoppelt an eine Windverlagerung, kann zur nordwärtigen Verlagerung der Frontensysteme geführt haben (Klinck und Smith, 1993). Modellexperimente für das LGM bestätigen eine Zunahme der

Windintensität der Westwinde auf der Südhemisphäre (Kutzbach und Guetter, 1986; COHMAP, 1988; Lautenschlager und Herterich, 1990), die zur Verlagerung der STF beigetragen haben könnte. Geologisches Beweismaterial für eine Intensivierung der Windstärke liefert der Aerosolgehalt antarktischer Eiskerne während der Glazialstadien (Petit et al., 1981; DeAngelis et al., 1987).

Ein verstärkter südwärtiger Wärmetransport im Süd-Atlantik während des LGM, wie es Miller und Russell (1989) in einem Model zeigen, kann anhand der vorliegenden Daten nicht nachgewiesen werden. Wohl sprechen die geringen SST-Abnahmen für eine relativ stabile Situation im BC während der Glazialstadien. Jedoch reichte der Transport von warmen Wassermassen über den BC nicht so weit nach Süden wie heute. Die nordwärtige Verlagerung der STF führte dazu, daß die kalten Wassermassen des FC weiter nördlich transportiert wurden als heute.

7. Schlußfolgerungen

1. In tropischen Regionen des Brasil-Stroms wurde eine glaziale SST-Abkühlung von max. 2 °C rekonstruiert. Eine SSS-Zunahme im BC bei 8°S (Position des GeoB 2204-2) kann ausgeschlossen werden. In den tieferen Oberflächenwassermassen zeigen sich während der Glazialstadien keine wesentlichen Änderungen in der Hydrographie.

Im Stadium 5, bei 76 ka und 110 ka, wurde eine Absenkung der Thermokline rekonstruiert, die zu einer Erwärmung der tieferen Oberflächenwassermassen geführt hat. Verstärkte Passate (McIntyre et al., 1989) könnten eine Thermoklinenabsenkung am Äquator zur Folge gehabt haben.

2. In subtropischen Regionen des Brasil-Stroms konnte eine Abkühlung der SST von bis zu 4 °C im LGM festgestellt werden. Dies ist verglichen mit SST-Abnahmen bei 20 °S von max. 1,5 °C (Arz, unpubl. Daten) sehr hoch. Unter der Annahme einer gleichmäßigen Abkühlung der SST im BC um ~2 °C kann die SST-Abnahme von 4 °C an der Position GeoB 2109 auf den verstärkten Einfluß kalter subantarktischer Wassermassen zurückgeführt werden. Geringe $\Delta\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{18}\text{O}_n$ -Werte lassen eine Intensivierung der vertikalen Durchmischung in der Wassersäule während der Glazialstadien vermuten. Eine Verlagerung der STF um wenige Breitengrade nach Norden wird durch Literaturdaten und Faunenanalyse unterstützt (Morley und Hays, 1979; Niebler, 1995; Hale, unpubl. Daten).

3. Schlußfolgerungen und Ausblick

Im westlichen äquatorialen Atlantik konnte für die Glazialstadien im Spätquartär eine geringe Abnahme der SST bestimmt werden. Zusätzlich zu den SST-Variationen wurden Änderungen der SSS abgeschätzt. In den Glazialstadien 2, 4 und 6 waren die SSS in der heutigen Region der ITCZ erhöht. Dies spricht für verringerte Niederschläge, die durch eine abgeschwächte Intensität der Hadley Zelle hervorgerufen worden sein könnten. Es wird vermutet, daß die Abschwächung der globalen Conveyor-Zirkulation in Zusammenhang mit verringerten Niederschlägen in der Region der ITCZ zu den erhöhten SSS im tropischen westlichen Atlantik während der Glazialzeiten führte. Während SSSs in den tropischen Regionen des Atlantik im Glazial zunahm, waren SSSs im Nord-Atlantik reduziert (Duplessy et al., 1991). Um diese Vorstellung über die Variation tropischer SSS im Interglazial/Glazial-Wechsel abzusichern, ist die Bearbeitung weiterer Kerne aus den Regionen des tropischen Atlantiks in Zukunft notwendig. Ferner ist eine Verbesserung der $\delta^{18}\text{O}$ -unabhängigen Paläotemperaturbestimmungen, wie z.B. anhand von Alkenonmessungen und Faunenanalysen, unerlässlich.

Es wurde in dieser Arbeit beobachtet, daß die ontogenetische Entwicklung der tiefliebenden planktischen Foraminifere *G. truncatulinoides* abhängig ist von den hydrographischen Bedingungen in der Wassersäule. Differenzen zwischen den stabilen Sauerstoffisotopen von *G. sacculifer* und *G. truncatulinoides* stellen einen Proxy für die Dichtestratifizierung der Wassersäule dar. Ein Korrekturfaktor für die sekundäre Krustenbildung von *G. truncatulinoides* ermöglicht die Anwendung der stabilen Sauerstoffisotopenwerte von *G. truncatulinoides* im initialen Stadium als weiteren Proxy für tiefere Oberflächenwassermassen. Stabile Kohlenstoffisotopenwerte dieser Art unterliegen einem starken Einfluß der Temperatur. Sie können jedoch auch weiterhin als Proxy für den Nährstoffgradienten der Wassersäule dienen, sofern die Isotopenanalyse an konstanten Korngrößen durchgeführt wird. Die Lebenstiefe von *G. crassaformis* orientiert sich an der Sauerstoffminimumzone. Die stabilen Kohlenstoffisotopenwerte dieser Art zeigen in den Größen 500 - 660 μm einen konstanten Vitaleffekt. Für die Anwendung als Proxy für die Nährstoffkonzentration der Wassersäule sind die stabilen Kohlenstoffisotopenwerte von *G. crassaformis* besser geeignet als die von *G. truncatulinoides*. Da die Ergebnisse über die hydrographische Steuerung stabiler Isotope von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* bisher nur auf der Auswertung von Oberflächensedimentproben basieren, wäre die Bearbeitung von rezentem Material z.B. aus Sedimentfallen eine wichtige Zielsetzung für zukünftige Arbeiten. Da in den oligotrophen Regionen des westlichen Süd-Atlantiks nur sehr wenig brauchbares Material in den Sedimentfallen gefunden wurde, ist es für diese Fragestellung wohl vorteilhafter, Sedimentfallen aus östlichen Regionen des Süd-Atlantiks zu bearbeiten.

Für den BC wurde eine glaziale Abkühlung der Wasseroberfläche von max. 2 °C ermittelt. Die Hydrographie in den tieferen Oberflächenwassermassen des BC bleibt im Interglazial/Glazial-Wechsel weitgehend unverändert. In den subtropischen Regionen des BC wurden hingegen glaziale SST-Abnahmen von 4 °C bestimmt, die auf eine Verlagerung der STF zurückgeführt werden. Demnach strömten zu Glazialzeiten kalte subantarktische Wassermassen weiter nach Norden als heute. Um diese Ergebnisse zur Paläozeanographie des BC und der STF im Süd-Atlantik in Zukunft abzusichern, ist es notwendig weitere Kerne aus dieser Region zu bearbeiten.

Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. Gerold Wefer für die Vergabe des Dissertationsthemas. Ich möchte ihm meinen herzlichen Dank für die freundliche Unterstützung bei der Ausführung der Arbeit und für seine Diskussionsbereitschaft aussprechen.

Dr. Jürgen Pätzold möchte ich für die gute Betreuung und stete Diskussionsbereitschaft danken. Für ständige Hilfsbereitschaft sowie zahlreiche tiefgreifende und fruchtbare Diskussionen, die wesentlich zur Fertigstellung dieser Arbeit beigetragen haben, möchte ich mich ganz herzlich bei Dr. Stefan Mülitz bedanken.

Herr Walter Hale, Dr. Carsten Rühlemann und Dr. Laurence Vidal stellten mir freundlicherweise unveröffentlichtes Datenmaterial zur Verfügung und waren mit ihrer ständigen Diskussionsbereitschaft sehr hilfreich. Ihnen gebührt mein herzlicher Dank. Für anregende Diskussionen danke ich auch Dr. Sylvia Kemle-von Mücke, Tobias Wolff und Dr. Jelle Bijma.

Weiterhin möchte ich allen Kollegen und Kommilitonen des Fachbereichs Geowissenschaften danken, die mich durch das angenehme Arbeitsklima während meiner gesamten Arbeit sehr unterstützt haben. Insbesondere meiner „Mitstreiterin“ Dr. Margarita Marchant gilt mein Dank für viele wissenschaftliche sowie nichtfachliche Gespräche.

Dr. Monika Segl und Frau Birgit Meyer-Schack unterstützten die Isotopenmessungen am Massenspektrometer. Ihnen sowie allen Kollegen, die bei der Probenaufbereitung und -messung geholfen haben, gilt mein herzlicher Dank.

Meiner Mutter möchte ich an dieser Stelle für ihre vielfältige Unterstützung - nicht nur während der Doktorarbeit - danken. Mein Mann Dr. Gero Neuroth stand mir immer mit Rat und Tat zur Seite. Ihm und auch meiner Tochter Mirjam gilt mehr als nur ein Dank für die notwendige Geduld und moralische Unterstützung.

Abschließend danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die diese Arbeit im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 261 „Der Süd-Atlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen“ finanziell unterstützte. Der Universität Bremen danke ich für die Vergabe eines Promotionsabschluß-Stipendium, das nicht zuletzt zur Fertigstellung der Arbeit beigetragen hat.

4. Literaturverzeichnis

- Anderson, D.M. and R.S. Webb (1994), Ice-age tropics revisited, *Nature*, 367, 23-24.
- Bleil and Cruise Participants (1993), Report and Preliminary Results of METEOR Cruise 23/2, Rio de Janeiro - Recife, 27.02. - 19.03.1993, *Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen*, 43, 133 p.
- Bé, A.W.H. (1977), An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera, in *Oceanic micropaleontology*, edited by A.T.S. Ramsey, *Micropaleontology*, 9, 1-100.
- Bé, A.W.H. and L. Lott (1964), Shell growth and structure of planktonic foraminifera, *Science*, 145, 823-824.
- Berger, W.H. (1990), The Younger Dryas cold spell - a quest for causes, *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 89, 219-237.
- Berger, W.H. and G. Wefer (1996), Expeditions into the Past: Paleoceanographic Studies in the South Atlantic, in *The South Atlantic: Present and Past Circulation* edited by Wefer, G., G. Siedler, and D.J. Webb, 363-410, Springer.
- Berger, W.H., J.S. Killingley and E. Vincent (1978), Stable isotopes in deep-sea carbonates: box core ERDC-92, West Equatorial Pacific, *Oceanological Acta*, 1 (2), 203-215.
- Billups, K. and H.J. Spero (1996), Reconstructing the stable isotope geochemistry and paleotemperatures of the equatorial Atlantic during the last 150,000 years: Results from individual foraminifera, *Paleoceanography*, 11 (2), 217-238.
- Bijma, J.; J. Erez and C. Hemleben (1990), Lunar and semi-lunar reproductive cycles in some spinose planktonic foraminifers, *Jour. For. Res.*, 20 (2), 117-127.
- Bolli, H.M. and J.B. Saunders (1989), Oligocene to Holocene low latitude planktonic foraminifera, in *Plankton stratigraphy* edited by Bolli, H.M.; J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen, Cambridge University Press, 155-262.
- Boltovskoy, E. (1976), Distribution of Recent foraminifera of the South America region, in *Foraminifera* edited by Hedley, R.H. and Adams, C.G., 2, 171-236, New York.
- Boyle, E.A. and L. Keigwin (1987), North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature, *Nature*, 330, 35-40.
- Brassell, S.C. (1993), Applications of Biomarkers for Delineating Marine Paleoclimatic Fluctuations during the Pleistocene, in *Organic Geochemistry. Principles and Applications* edited by Engel, M.H. and Macko, S.A., 699-738, Plenum Press, New York.
- Brathauer, U. (1996), Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien, *Berichte zur Polarforschung, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung*, 216, 163 p.
- Broecker, W.S.; D.M. Peteet; D. Rind (1985), Does the ocean atmosphere system have more than one stable mode of operation?, *Nature*, 315: 21-66.

- Broecker, W.S. (1989), The salinity contrast between the Atlantic and Pacific Oceans during glacial time, *Paleoceanography*, 4(2), 207-212.
- Broecker, W.S. (1995), Cooling the tropics, *Nature*, 376, 212-213.
- Broecker, W.S. and G.H. Denton (1989), The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2465-2501.
- Bouvier-Soumagnac, Y. and Duplessy, J.-C. (1985), Carbon and oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera from laboratory culture, plankton tows and recent sediment: implications for the reconstruction of paleoclimatic conditions and of the global carbon cycle, *J. Foram. Res.*, 15 (4), 302-320.
- Brassell, S. C. (1993), Applications of biomarkers for delineating marine plaeoclimatic fluctuations during the Pleistocene, in *Organic Geochemistry, Principles and Applications* edited by M. H. Engel and S. A. Macko, Plenum Press, 699-738.
- Campos, E.J.D.; J.E. Goncaves and Y. Ikeda (1995), Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight, summer of 1991, *J. Geophys. Res.*, 100, 18,537-18,550.
- Charles, C.D. and R.G. Fairbanks (1990), Glacial to interglacial changes in the isotopic gradients of Outhern Ocean surface water, In *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic* edited by Bleil, U. and J. Thiede, 519-538, Dordrecht (Kluver).
- Chappell, J. und N.J. Shackleton (1986), Oxygen isotopes and sea level, *Nature*, 324, 137-140.
- Clapperton, C.M. (1993), Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum, *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 101, 189-208.
- CLIMAP Project Members (1981), Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum, *Geol. Soc. Am., GSA Map and Chart Ser. MC-36*; Boulder, Colorado.
- Cooperative Holocene Mapping Project (COHMAP) (1988), Climatic Changes of the Last 18,000 Years: Observations and Model Simulations, *Science*, 241, 1043-1052.
- Craig, H. und L.I. Gordon (1965), Deuterium and oxygen-18 variations in ocean and marine atmosphere, In: Tongori, E. (ed.): *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Consiglio Naz. delle Ricerche, Labor. die Geol. Nuc., Pisa, 9-130, Spoleto.
- Crochane, D.J. (1968), Low sea-surface salinity off northeastern South America in summer 1964, *J. Mar. Res.*, 27, 327-334.
- Crowley, T.J. and G.R. North (1991), Paleoclimatology, *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, 18, New York (Oxford University Press).
- Curry, W.B. and R.K. Matthews (1981), Equilibrium ¹⁸O fractionation in small size fraction planktic foraminifera: evidence from recent Indian Ocean sediments, *Marine Micropal.*, 6, 327-337.
- Curry, W.B. and T.J. Crowley (1987), The $\delta^{13}\text{C}$ of equatoriale Atlantic surface waters: implications for ice age pCO₂ levels, *Paleoceanography*, 2 (5), 489-517.

- Curry, W.B. and D.W. Oppo (1997), Synchronous, high-frequency oscillations in tropical sea surface temperatures and North Atlantic Deep Water production during the last glacial cycle, *Paleoceanography*, 12 (1), 1-14.
- DeAngelis, M.; N.I. Barkov and V.N. Petrov (1987), Aerosol concentrations over the last climatic cycle (160 kyr) from an Antarctic ice core, *Nature*, 325, 318-321.
- DeMenocal, P.B. and D. Rind (1993), Sensitivity of Asian and African Climate to variations in seasonal insolation, glacial ice cover, sea surface temperature and asian orography, *J. Geophys. Res.*, 98 (D4), 7265-7287.
- Deuser, W.G., E.H. Ross, C. Hemleben and M. Spindler (1981), Seasonal changes in species composition, numbers, mass, size and isotopic composition of planktonic foraminifera settling into the deep Sargasso Sea, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecology*, 33, 103-127.
- Deuser, W.G. and E.H. Ross (1989), Seasonally abundant planktonic foraminifera of the Sargossa Sea: succession, deep-water fluxes, isotopic compositions and paleoceanographic implications, *J. For. Res.*, 19(4), 268-293.
- Douglas, R.G. and S.M. Savin (1978), Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of tertiary and cretaceous planktic foraminifera, *Marine Micropal.*, 3, 175-196.
- Dürkoop, A.; W. Hale; S. Mulitza; J. Pätzold and G. Wefer (1997), Late Quaternary variations of sea surface salinity and temperature in the western tropical Atlantic: Evidence from $\delta^{18}\text{O}$ of *Globigerinoides sacculifer*, *Paleoceanography*, 12(6), 764-772.
- Duplessey, J.-C., P.-L. Blanc, A.W.H. Bé (1981), Oxygen-18 enrichment of planktonic foraminifera due to gametogenic calcification below the euphotic zone, *Science*, 213, 1247-1250.
- Duplessy, J.-C., N.J. Shackleton, R.G. Fairbanks, L. Labeyrie, D. Oppo and N. Kallel (1988), Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation, *Paleoceanography*, 3 (3), 343-360.
- Duplessy, J.-C., L. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc, F. Maitre, J. Duprat and M. Sarnthein (1991), Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum, *Oceanologica Acta*, 14, 311-324.
- Durazzi, J.T. (1981), Stable-isotope studies of planktonic foraminifera in North Atlantic core tops, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecology*, 33, 129-156.
- Emiliani, C. (1955), Pleistocene temperatures, *J. Geol.*, 63, 538-378.
- Emiliani, C. (1971), Depth habitats of growth stages of pelagic foraminifera, *Science*, 173, 1122-1124.
- Epstein, S.R.; H. Buchsbaum, A. Lowenstam and H.C. Urey (1953), Revised carbonate-water isotopic temperature scale, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64, 1315-1325.
- Erez, J. and S. Honjo (1981), Comparison of isotopic composition of planktonic foraminifera in plankton tows, sediment traps and sediments, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecology*, 33, 129-156.

- Fairbanks, R.G. (1989), A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, 342, 637-642.
- Fairbanks, R.G., P.H. Wiebe and A.W.H. Bé (1980), Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the western North Atlantic, *Science*, 207, 61-63.
- Fairbanks, R.G.; M. Sverdrlove, R. Free, P.H. Wiebe and W.H. Bé (1982), Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin, *Nature*, 298, 841-844.
- Fairbanks, R.G., C.D. Charles and J.D. Wright (1992), Origin of global meltwater pulses, in *Radiocarbon after 4 decades* edited by R.E. Taylor, 473-500, Springer.
- Fichefet, T., S. Hovine, and J.-C. Duplessy (1994), A model study of the Atlantic thermohaline circulation during the last glacial maximum, *Nature*, 372, 252-255.
- Flagg, C.N.; R.L. Gordon and S. McDowell (1986), Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf of the western equatorial Atlantic., *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 1412-1429.
- Garzoli, S.L. (1993), Geostrophic velocities and transport variability in the Brazil/Malvinas Confluence, *Deep-Sea Res.*, 40 (7), 1379-1403.
- Garzoli, S.L. and Z. Garraffo (1989), Transports, frontal motions and eddies at the Brazil-Malvinas Currents Confluence, *Deep-Sea Research*, 36 (5), 681-703.
- Garzoli, S.L. und C. Giulivi (1994), What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents?, *Deep-Sea Research*, 41 (19), 1527-1550.
- Garzoli, S.; D. Olson; E. Chassignet; R. Matano; H. Berbery; E. Campos; J. Miller; A. Piola; G. Podesta; R. Fine und R. Molinari (1996), South Atlantic Climate Change, *draft document: summary of workshops of the Inter-American Institute for Global Change Research (IAI) and the National Science Foundation (NSF)*.
- Gates, W.L. (1976), The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1844-1873.
- Giraudeau, J. (1992), Coccolith paleotemperatures and paleosalinity estimates in the Caribbean Sea for the middle-late Pleistocene (DSDP leg 68 - Hole 502B), *Mem. Scienze Geologiche, Allegato al Vol. XLIII*, 375-387, Padua.
- Guilderson, T.P., R.G. Fairbanks and J.L. Rubenstone (1994), Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change, *Science*, 263, 663-665.
- Gordon, A.L. (1986), Interocean exchange of thermocline water, *J. Geophys. Res.*, 91 (4), 5037-5046.
- Gordon, A.L. and C.L. Greengrove (1986), Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland Confluence, *Deep-Sea Research*, 33, 573-585.
- Hale, W. and U. Pflaumann (einger. ms.), Sea-surface temperature estimations using a modern analog technique with foraminiferal assemblages from western Atlantic quaternary

- sediments, submitted for publication in *Proxies in Paleoceanography* edited by G. Fischer and G. Wefer.
- Hastenrath, S. (1980), Heat Budget of tropical ocean and atmosphere, *J. Phys. Oceanogr.*, *10*, 159-927.
- Hastenrath, S. and L. Heller (1977), Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil, *Quart. J. R. Met. Soc.*, *103*, 77-92.
- Hastenrath, S. and J. Merle (1987), Annual cycle of subsurface thermal structure in the tropical Atlantic Ocean, *J. Phys. Res.*, *17*, 1518-1538.
- Hemleben, C., M. Spindler, I. Breitingner and W.G. Deuser (1985), Field and laboratory studies on the ontogeny and ecology of some globorotaliid species from the Sargasso Sea off Bermuda, *J. Foram. Res.*, *15* (4), 254-272.
- Hemleben, C., M. Spindler, and O.R. Anderson (1989), *Modern planktonic foraminifera*, 363 p., New York (Springer).
- Hemleben, C. and J. Bijma (1994), Foraminiferal population dynamics and stable carbon isotopes, in: Zahn, R. (ed.), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in global change*, Nato Asi Series, vol. 117, p.145-166.
- Hemleben, C., D. Meischner, R. Zahn, A. Almogi-Labin, H. Erlenkeuser and B. Hiller (1996), Three hundred eighty thousand year long stable isotope and faunal records from the Red Sea: Influence of global sea level change on hydrography, *Paleoceanography*, *11* (2), 147-156.
- Höflich, O. (1984), Climate of the South Atlantic Ocean, in *World Survey of Climatology* edited by H. VanLOON, Vol. 15, *Climates of the Oceans*, 1-191, Amsterdam (Elsevier).
- Hofmann, E.F. (1985), The large-scale horizontal structure of the Antarctic Circumpolar Current from FGGE drifters, *J. Geophys. Res.*, *90*, 7087-7097.
- Hooghiemstra, H., A. Bechler and H.-J. Beug (1987), Isopollen maps for 18,000 years B.P. of the Atlantic offshore of northwest Africa: evidence for paleowind circulation, *Paleoceanography*, *2* (6), 561-582.
- Howard, W.R. and W.L. Prell (1992), Late Quaternary surface circulation of the Southern Indian Ocean and its relationship to orbital variations, *Paleoceanography*, *7* (1), 79-117.
- Hutson, W.H. (1980), The Agulhas Current during the Late Pleistocen: Analysis of modern faunal analogues, *Science*, *207*: 64-66.
- Hutson, W.H.; W.L. Prell (1980), A paleoecological transfer function, FI 2, for Indian Ocean planktonic foraminifera, *J. Paleont.*, *54*: 381-399.
- Imbrie, J. und N.G. Kipp (1971), A new microplaeontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core, in *The late Cenozoic glacial ages* edited by K. Turekian, 71-181, Yale University Press, New Haven.

- Imbrie, J., J. VanDonk and N.G. Kipp (1973), Paleoclimatic investigation of a Late Pleistocene Caribbean deep-sea core: comparison of isotopic and faunal methods, *Quat. Res.*, 3, 10-38.
- Imbrie, J., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell and N.J. Shackleton (1984), The orbital theory of pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ - record, in *Milankovitch and Climate (Part I)*, edited by A.L. Berger, J. Imbrie, J.D. Hays, J. Kukla and J. Saltzman, Hingham, Mass. (Riedel): 269-305.
- Jansen, E. (1987): Rapid changes in the inflow of Atlantic water into the Norwegian Sea at the end of the last glaciation, in *Abrupt Climatic Change - Evidence and Implications* edited by Berger, W.H. and Labeyrie, L.D., 299-310, Reidel, Dordrecht.
- Johns, W.E., T.N. Lee, F.A. Schott, R.J. Zantopp and R.H. Evans (1990), The North Brazil current retroflexion: Seasonal structure and eddy variability, *J. Geophys. Res.*, 95(C12), 22103-22120.
- Jones, J.I. (1967), Significance and distribution of planktonic foraminifera in the Equatorial Atlantic Undercurrent, *Micropal.*, 13 (4), 489-501.
- Kellogg, T.B. (1976), Late Quaternary climatic changes: evidence from deep-sea cores of Norwegian and Greenland Seas, in *Investigations of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology* edited by Cline, R.N.M. und J.D. Hays, Geol. Soc. Am. Mem., 145: 77-110.
- Kemle-von Mücke, S. (1994), Oberflächenwasserstruktur und -zirkulation des Südostatlantiks im Spätquartär, *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 55, 151 pp.
- Kennett, J.P. and M.S. Srinivasan (1983), Neogene planktonic foraminifera. *A Phylogenetic Atlas*, 263 p., Hutchinson Press, Stroudsboung.
- Klinck, J.M. und D.A. Smith (1993), Effect of wind changes during the last glacial maximum on the circulation in the Southern Ocean, *Paleoceanography*, 8, 427-433.
- Kroon, D. and G. Ganssen (1989), Northern indian Ocean upwelling cells and the stable isotope composition of living planktonic foraminifers, *Deep-Sea Research*, 36 (8), 1219-1236.
- Kutzbach, J.E. and P.J. Guetter (1986), The Influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 Years, *Jour. Atmos. Sci.*, 43, 1726-1759.
- Labeyrie, L.D., J.C. Duplessey and P.L. Blanc (1987), Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125000 years, *Nature*, 327, 477-482.
- Lautenschlager, M. und K. Herterich (1990), Atmospheric response to ice age conditions: climatology near the earth's surface, *Jour. Geophys. Res.*, 95 (D13), 22,547-22,557.

- Levitus, S. (1982), Climatological atlas of the world ocean, *NOAA Professional Paper, 13*, 173 p., Washington D.C. (U.S. Government Printing Office).
- Levitus, S. (1994): http://ferret.wrc.noaa.gov/fbin/climate_server.
- Loeblich, A.R. and H. Tappan (1985), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2* (Sarcodina, chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida) edited by Moore, R.C., 900 p., The University of Kansas Press and the Geological Society of America.
- Lohmann, G.P. (1992), Increasing seasonal upwelling in the subtropical South Atlantic over the past 700,000 yrs: Evidence from deep-living planktonic foraminifera, *Marine Micropaleontology, 19*, 1 - 12.
- Lohmann, G.P. (1995), A model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution, *Paleoceanography, 10* (3), 445-457.
- Lohmann, G.P. and P.N. Schweitzer (1990), Growth and chemistry as probes of the past thermocline: 1. shell size, *Paleoceanography, 5*, 55 - 75.
- Lorenz, S., B. Grieger, Ph. Helbig and K. Herterich (1996), Investigating the sensitivity of the Atmospheric General Circulation Model ECHAM 3 to paleoclimatic boundary conditions, *Geologische Rundschau, 85*, 513-524.
- Manabe, S. and D.G. Hahn (1977), Simulation of the tropical climate of an Ice Age, *J. Geophys. Res., 82* (27), 3889-3911.
- Manabe, S. and R.J. Stouffer (1988), Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model, *J. of Climate 1*, 841-866.
- Matthewson, A.P., G.B. Shimmield and D. Kroon (1995), A 300 kyr high-resolution aridity record of the North African continent, *Paleoceanography, 10* (3), 677-692.
- Maslin, M.A., N.J. Shackleton, U. Pflaumann (1995), Surface water temperature, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep water formation and climatic rebounds, *Paleoceanography, 10* (3), 527-544.
- McCartney, M.S. (1982), The subtropical recirculation of Mode Waters, *Jour. Marine Res., 40* (Suppl.), 427-464.
- McIntyre, A., W.F. Ruddiman, K. Karlin and A.C. Mix (1989), Surface water response of the equatorial Atlantic ocean to orbital forcing, *Paleoceanography, 4* (1), 19-55.
- McKenna, V.S. and W.L. Prell (1995), Utility of *G. truncatulinoides* as an indicator of upper water column structure, *5th International Conference on Paleoceanography, October 1995, Program and Abstracts*, p. 54, Halifax, Canada.
- Miller, J.R. und G.L. Russell, G.L. (1989), Ocean heat transport during the last glacial maximum, *Paleoceanography, 4* (2), 141-155.
- Mix, A.C. (1987), The oxygen-isotope record of glaciation, in *The Geology of North America, vol. K-3: North America and adjacent oceans during the last deglaciation*. edited by Ruddiman, W.F., and H.E., Jr., Wright, 111-135.

- Molinari, R.L., S.L. Garzoli, E.J. Katz, D.E. Harrison, P.L. Richardson and G. Reverdin (1986), A synthesis of the first GARP global experiment in the equatorial Atlantic Ocean, *Progr. Oceanogr.*, 16, 91-112.
- Morley, J.J. und J.D. Hays (1979), Comparison of glacial and interglacial oceanographic conditions in the South Atlantic from variations in calcium carbonate and radiolarian distributions., *Quat. Res.*, 12, 396-408.
- Mulitza, S. (1994), Spätquartäre Variationen der oberflächennahen Hydrographie im westlichen äquatorialen Atlantik, *Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen*, 57, 97p.
- Mulitza, S., A. Dürkoop, W. Hale, G. Wefer and H.S. Niebler (1997), Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification, *Geology*, 25(4), 335-338.
- Mulitza, S., C. Rühlemann, T. Bickert, J. Pätzold and G. Wefer (Ms. eingelegt.), Late Quaternary $\delta^{13}\text{C}$ gradients and carbonate accumulation in the western Equatorial Atlantic, *Earth and Planetary Science Letters*.
- Mulitza, S., T. Wolff, J. Pätzold, W. Hale and G. Wefer (in press), Temperature sensitivity of planktonic foraminifera and its influence on the oxygen isotope record, *Marine Micropaleontology*.
- Muller-Karger, F.E., C.R. McClain and P.L. Richardson (1988), The dispersal of the Amazon's water, *Nature*, 333, 56-59.
- Niebler, H.S. (1995), Rekonstruktion von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Süd-Atlantik, *Berichte zur Polarforschung, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven*, 167, 198 pp.
- Oberhänsli, H., C. Bénier, G. Meinecke, H. Schmidt, R. Schneider and G. Wefer (1992), Planktonic foraminifera as tracers of ocean currents in the eastern South Atlantic, *Paleoceanography*, 7 (5), 607-632.
- Oppo, D.W. and R.G. Fairbanks (1989), Carbon isotope composition of tropical surface water during the past 22,000 years, *Paleoceanography*, 4 (4), 333-351.
- Orr, W.N. (1967), Secondary calcification in the foraminiferal genus *Globorotalia*, *Science*, 157, 1554-1555.
- Ortiz, J.D.; A.C. Mix; W. Rugh; J.M. Watkins and R.W. Collier (1996), Deep-dwelling planktonic foraminifera of the northeastern Pacific Ocean reveal environmental control of oxygen and carbon isotopic disequilibria, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60 (22), 4509-4523.
- Parker, F.L. (1962), Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments, *Micropaleontology*, 8(2), 219-254.
- Peterson, R.G. and L. Stramma (1991), Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Prog. Oceanog.*, 26, 1-73.

- Peterson, R.G. and T. Whitworth (1989), The Subantarctic and Polar Fronts in Relation to Deep Water Masses Through the Southwestern Atlantic, *Jour. Geophys. Res.*, 94 (C8), 10,817-10,838.
- Petit, J.-R.; M. Briat und A. Royer (1981), Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength, *Nature*, 293, 391-394.
- Pflaumann, U.; J. Duprat; C. Pujol und L.D. Labeyrie (1996), SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments, *Paleoceanography*, 11 (1), 15-35.
- Philander, S.G.H. and R.C. Pacanowski (1986), A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 91, 14212-14220.
- Pierre, C.; C. Vergnaud-Grazini; J.C. Faugeres (1991), Oxygen and carbon stable isotope tracers of the water masses in the Central Brazil Basin, *Deep-Sea Research*, 38 (5): 597-606.
- Prahl, F.G., L.A. Muehlhausen, D.L. Zahnle (1989), Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2303 - 2310.
- Prell, W.L., W.H. Hutson and D.F. Williams (1979), The Subtropical Convergence and Late Quaternary circulation in the Southern Indian Ocean, *Marine Microplaeontology*, 4, 225-234.
- Prell, W.L., W.H. Hutson, D.F. Williams, A.W.H. Bé, K. Geitzenauer and B. Molfino (1980), Surface circulation of the Indian Ocean during the last glacial maximum, approximately 18,000 yr B.P., *Quat. Res.*, 14, 309-336.
- Prell, W.L., J. Imbrie, D.G. Martinson, J.J. Morley, N.G. Pisias, N.J. Shackleton and H.F. Streeper (1986), Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy: Application to the Late Quaternary, *Paleoceanography*, 1, 137-162.
- Prohaska, F. (1976), Climates of Central and South America, in *World Survey of Climatology*, chapter 2, edited by Landsberg, H.E. und Schwerdtfeger, W., 532 pp., Elsevier.
- Rahmstorf, S. (1995), Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle, *Nature*, 378, 145-149.
- Ravelo, A.C. (1991), Reconstructing the tropical Atlantic seasonal thermocline using planktonic foraminifera, *Dissertation*, Columbia University, 168p.
- Ravelo, A.C.; R.G. Fairbanks and S.G.H. Philander (1990), Reconstructing tropical Atlantic Hydrography using planktonic foraminifera and an ocean model, *Paleoceanography*, 5 (3), 409-431.
- Ravelo, A. C. and R.G. Fairbanks (1992), Oxygen Isotopic composition of multiple species of planktonic foraminifera: records of the modern photic zone temperature gradient, *Paleoceanography*, 7 (6), 815-831.
- Ravelo, A.C. and R.G. Fairbanks (1995), Carbon isotopic fractionation in multiple species of planktonic foraminifera from core-tops in the tropical Atlantic, *J. Foram. Res.*, 25 (1), 53-74.

- Reid, J.L., Jr. (1961), On the temperature, salinity and density differences between the Atlantic and Pacific oceans in the upper kilometre, *Deep-Sea Res.*, 7, 265-275.
- Reid, J.L., W.D. Nowlin Jr. and W.C. Patzert (1977), On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 62-91.
- Reid, J.L. (1989), On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports, *Prog. Oceanog.*, 23, 149-244.
- Rind, D. and D. Peteet. (1985), Terrestrial conditions at the Last Glacial Maximum and CLIMAP Sea-Surface Temperature Estimates: Are They Consistent?, *Quat. Res.*, 24 1-22.
- Robinson, M.K., R.A. Bauer and E.H. Schroeder (1979), Atlas of North Atlantic-Indian Ocean monthly mean temperatures and mean salinities of the surface layer, *Naval Oceanographic Office, Ref. Publ. 18*, NSTL Station, Bay St. Louis, 234 pp.
- Romanek, C.S., E.L. Grossman and J.W. Morse (1992), Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: effects of temperature and precipitation rate, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 419-430.
- Rossignol-Strick, M. and D. Duzer (1979), Late Quaternary pollen and dinoflagellate cysts in marine cores off West Africa, "*Meteor*" *Forschungsergebnisse (C)*, 30 1-14.
- Rostek, F., G. Ruhland, F.C. Bassinot, P.J. Müller, L.D. Labeyrie, Y. Lancelot, E. Bard (1993), Reconstructing sea surface temperature and salinity using $\delta^{18}\text{O}$ and alkenone records, *Nature*, 364, 319-321.
- Rühlemann, C. (1996), Akkumulation von Carbonat und organischem Kohlenstoff im tropischen Atlantik: spätquartäre Produktivitäts-Variationen und ihre Steuerungsmechanismen, *Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 84, 139 S.
- Sarnthein, M. (1978), Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum, *Nature*, 272, 43-46.
- Schneider, R.R., Müller, P.J., Ruhland, G., Meinecke, G., Schmidt, H. and Wefer, G. (1996), Late Quaternary surface temperatures and productivity in the east Equatorial South Atlantic: Response to changes in trade/monsoon wind forcing and surface water advection, in *The South Atlantic: Present and Past Circulation* edited by Wefer, G., W.H. Berger, G. Siedler, and D Webb, 644 S., Springer, Berlin.
- Schott, F., L. Stramma and J. Fischer, The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, spring 1994, *J. Geophys. Res.*, 100, 24,745-24,760, 1995.
- Schrag, D.P., G. Hampt and D.W. Murray (1996), Pore fluid constraints on the temperature and oxygen isotopic composition of the glacial ocean, *Science*, 272, 1930-1932.
- Schulz, H.D. and cruise participants (1991), Bericht und Ergebnisse der METEOR-Fahrt M 16/2; Recife - Belem (28.04. - 21.05.1991), *Berichte, Fachbereich Geowiss. Uni Bremen*, 19, 149 pp.

- Schweitzer, P.N. and G.P. Lohmann (1991), Ontogeny and habitat of modern menardiiform planktonic foraminifera, *J. Foram. Res.*, 21 (4), 332-346.
- Shackleton, N.J. (1974), Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial, *Colloques Internationaux du C.N.R.S.*, 219, 203-209.
- Shackleton, N.J., M.A. Hall, J. Line and C. Chuxi (1983), Carbon Isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide in the ice age atmosphere, *Nature*, 306, 319-322.
- Shackleton, N.J. and N.G. Pisias (1985), Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate, in *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archaen to Present* edited by E.T. Sundquist and W.S. Broecker, Geophys. Monogr. Ser., 32, 412-417, AGU, Washington.
- Sikes, E.L. and L.D. Keigwin (1994), Equatorial Atlantic sea surface temperature for the last 30 kyr: A comparison of UK 37, $\delta^{18}\text{O}$ and foraminiferal assemblage temperature estimates, *Paleoceanography*, 9 (1), 31-45.
- Spero, H.J. (1992), Do planktonic foraminifera accurately record shifts in the carbon isotopic composition of seawater ΣCO_2 ? , *Marine Micropaleontology*, 19, 275-285.
- Spero, H.J. and D.F. Williams (1988), Extracting environmental information from planktonic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ data, *Nature*, 335, 717-719.
- Spero, H.J., I. Lerche and D.F. Williams (1991), Opening the carbon isotope „vital effect“ black box, 2, quantitative model for interpreting foraminiferal carbon isotope data, *Paleoceanography*, 6 (6), 639-655.
- Stramma, L. (1991), Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic, *J. Mar. Res.*, 49, 281-294.
- Stramma, L. and R.G. Peterson (1990), The South Atlantic Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 846-859.
- Street-Perrott, F.A. and R.A. Perrott (1990), Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation, *Nature*, 343, 607-612.
- Stute, M., M. Forster, H. Frischkorn, A. Serejo, J.F. Clark, P. Schlosser, W.S. Broecker and G. Bonani (1995), Cooling of tropical Brazil (5°C) during the last glacial maximum, *Science*, 269, 379-383.
- Takahashi, K. and A.W.H. Bé (1984), Planktonic foraminifera: factors controlling sinking speeds, *Deep-Sea Research*, 31 (12), 1477-1500.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, M.E. Davis, P.-N. Lin, K.A. Henderson, J. Cole-Dai, J.F. Bolzan and K.-B. Liu (1995), Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Peru, *Science*, 269, 46-50.
- Thunell, R.C. (1978), Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea, *Marine Micropaleontology*, 3, 147-173.
- Thunell, R.C. and L.A. Reynolds (1984), Sedimentation of planktonic foraminifera: seasonal changes in species flux in the Panama Basin, *Micropaleontology*, 30 (3), 243-262.

- Tomczak, M (1984), Ausbreitung und Vermischung der Zentralwassermassen in den Tropengebieten der Ozeane.1: Atlantischer Ozean, *Oceanologica Acta*, 7 (2), 145-158.
- VanLeeuwen, R.J.W. (1989), Sea-floor distribution and Late Quaternary faunal patterns of planktonic and benthic foraminifera in the Angola Basin, *Utrecht Microplaeontology Bull.*, 38, 1989.
- Vergnaud-Grazzini, C. (1976), Non-equilibrium isotopic compositions of shells of planktonic foraminifera in the Mediterranean Sea, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecology*, 20, 263-276.
- Vincent, E. and W.H. Berger (1981), Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography, in *The Oceanic Lithosphere - The Sea* edited by Emiliani, C., 7, chapter 25, 1025-1119, John Wiley & Sons, New York.
- Wang, L., M. Sarnthein, J.-C. Duplessy, H. Erlenkeuser, S. Jung und U. Pflaumann (1995), Paleo sea surface salinities in the low-latitude Atlantic: The $\delta^{18}\text{O}$ record of *Globigerinoides ruber* (white), *Paleoceanography*, 10 (4), 749-761.
- Wefer, G. and W. H. Berger (1991), Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species, *Marine Geology*, 100, 207-248.
- Wefer, G. and G. Fischer (1993), Seasonal patterns of vertical particle flux in equatorial and coastal upwelling areas of the eastern Atlantic, *Deep-Sea Research*, 40, 1613-1645.
- Wefer, G., D. Beese, W.H. Berger, H. Buschhoff, M. Cepek, V. Diekamp, G. Fischer, E. Holmes, S. Kemle-von Mücke, B. Kerntopf, C. Lange, S. Mulitza, S. Otto, R. Plugge, V. Ratmeyer, C. Rühlemann, W. Schmidt, M. Schwarze, K. Wallmann, M. Zabel (1994), Report and Preliminary Results of *Meteor-Cruise M 23/3 Recife - Las Palas*, 21.3. - 12.4.93, *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 44, 71 pp., Bremen.
- Wefer, G., W.H. Berger, T. Bickert, B. Donner, G. Fischer, S. Kemle-von Mücke, G. Meinecke, P.J. Müller, S. Mulitza, H.-S. Niebler, J. Pätzold, H. Scjmidt, R.R. Schneider and M. Segl (1996), Late Quaternary surface circulation of the South Atlantic: The stable isotope record and implications for heat transport and productivity,. - In *The South Atlantic: Present and Past circulation* edited by G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler and D.J. Webb, 461 - 502, Springer Verlag Berlin Heidelberg,
- Whitman, J.M. and W.H. Berger (1992), Pliocene-Pleistocene oxygen isotope record Site 586, Ontong Java Plateau, *Marine Micropaleontology*, 18, 171-198.
- Whitman, J.M. and W.H. Berger (1993), Pliocene-Pleistocene carbon isotope record Site 586, Ontong Java Plateau, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 130, 333-347.

- Williams, D.F. (1976), Late Quaternary fluctuations of the Polar Front and Subtropical Convergence in the Southeast Indian Ocean, *Marine Micropaleontology*, 1, 363-375.
- Yoo, J.M. and J.A. Carton (1990), Annual and interannual variation of the freshwater budget in the tropical Atlantic Ocean and Caribbean Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 831-845.

5. Anhang

A1a: Stabile Isotopenwerte der Proben aus dem Multicorer GeoB 2204-1 (in ‰ PDB)

Tiefe (cm)	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. sacculifer</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. sacculifer</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. truncatulinoides</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. truncatulinoides</i>
0	0,0	-1,64	1,28	1,05	1,50
2	0,8	-1,53	1,09	0,89	1,45
4	1,6	-1,6	1,58	0,69	1,44
5	2,0	-1,43	1,40	0,52	1,52
6	2,5	-1,45	1,51	0,39	1,27
7	2,9	-1,38	1,75	0,74	1,44
8	3,3	-1,61	1,61	0,66	1,40
9	3,7	-1,16	1,83	1,15	1,64
10	4,1	-1,41	1,35	0,92	1,45
11	4,5	-1,5	1,99	0,70	1,39
12	4,9	-1,43	1,45	1,67	1,36
13	5,3	-1,48	1,64	0,82	1,36
14	5,7	-1,44	1,38	0,65	1,31
15	6,1	-1,00	1,55	1,07	1,40
16	6,5	-1,16	1,67	0,99	1,15
17	6,9	-1,23	1,63	0,63	1,28
19	7,8	-1,15	1,51	0,39	1,18
20	8,2	-0,91	1,53	1,09	1,17
21	8,6	-1,08	1,23	0,69	1,31
22	9,0	-0,87	1,19	1,03	1,26
23	9,4	-0,81	1,52	1,19	1,11
24	9,8	-1,13	1,39	1,14	1,11
26	10,6	-0,54	0,78	1,11	1,18
27	11,0	-0,72	1,39	0,87	0,99
28	11,4	-0,65	1,35	1,11	1,21
29	11,8	-0,47	0,74	1,38	1,09
30	12,3	-0,35	0,67	1,72	1,26
31	12,7	-0,54	1,08	1,06	1,13
32	13,1	-0,60	0,97	1,24	0,93
33	13,5	-0,23	1,09	1,53	1,16
34	13,9	-0,50	1,24	1,32	0,92
35	14,3	0,00	1,09	1,35	0,99
36	14,7	-0,39	1,29	2,03	1,01
37	15,1	-0,35	0,90	1,27	1,05
38	15,5	-0,12	0,87	1,41	1,17
39	15,9	-0,13	0,61	1,22	1,19
40		-0,13	1,33	2,23	1,49

A 1b: Stabile Isotopenwerte der Proben aus dem Schwerelotkern GeoB 2204-2 (in ‰ PDB)

Tiefe (cm)	korrigierte Tiefe (cm)	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ G. <i>sacculifer</i>	$\delta^{13}\text{C}$ G. <i>sacculifer</i>	$\delta^{18}\text{O}$ G. <i>truncatulinoides</i>	$\delta^{13}\text{C}$ G. <i>truncatulinoides</i>
3	17	6,9	-1,21	1,49	0,78	1,40
8	22	9,0	-0,75	1,17	0,87	1,14
13	27	11,0	-0,61	1,03	0,97	1,17
18	32	13,1	-0,43	1,24	1,34	0,98
23	37	15,1	-0,38	0,70	1,99	1,11
28	42	17,0	0,12	0,89	1,04	1,36
33	47	19,0	0,16	1,22	2,22	1,43
38	52	20,7	0,13	1,31	2,38	1,40
43	57	22,4	-0,05	1,23	1,64	1,37
48	62	24,1	0,11	1,25	1,39	1,29
53	67	25,8	-0,09	1,20	1,49	1,45
58	72	27,5	-0,08	1,15	1,63	1,58
63	77	29,2	-0,38	1,17	1,47	1,48
68	82	30,9	-0,14	1,52	1,61	1,71
73	87	32,6	-0,26	1,37	1,45	1,63
78	92	34,3	-0,28	1,40	1,25	1,48
83	97	36,0	-0,20	1,41	1,34	1,43
88	102	37,7	-0,23	1,50	1,08	1,53
93	107	39,4	-0,17	1,10	1,15	1,16
98	112	41,1	-0,43	1,41	1,49	1,51
103	117	42,8	-0,24	1,13	1,39	1,38
108	122	44,5	-0,26	1,57	1,57	1,30
113	127	46,2	-0,28	1,12	1,68	1,63
118	132	47,9	-0,48	1,21	1,54	1,26
123	137	49,6	-0,58	1,21	1,81	0,99
128	142	51,3	-0,36	1,04	1,33	0,88
133	147	53,0	-0,76	0,98	1,27	1,14
138	152	57,0	-0,23	0,85	2,02	1,10
143	157	61,0	-0,11	0,58	1,18	0,99
148	162	65,0	-0,07	0,91	1,38	1,20
153	167	66,7	-0,19	1,04	1,53	1,38
158	172	68,3	-0,27	1,23	1,70	1,64
163	177	70,0	-0,40	1,35	1,40	1,62
168	182	71,7	-0,51	1,32	1,46	1,59
173	187	73,3	-0,65	1,20	1,22	1,51
178	192	75,0	-0,65	1,59	1,59	1,33
183	197	76,7	-0,62	1,33	1,54	1,56
188	202	78,3	-0,82	1,65	1,27	1,76
193	207	80,0	-0,97	1,50	0,99	1,40
198	212	81,8	-0,68	0,83	1,26	1,16

Tiefe (cm)	korrigierte Tiefe (cm)	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ G. <i>sacculifer</i>	$\delta^{13}\text{C}$ G. <i>sacculifer</i>	$\delta^{18}\text{O}$ G. <i>truncatulinoides</i>	$\delta^{13}\text{C}$ G. <i>truncatulinoides</i>
203	217	83,5	-0,76	1,61	1,57	1,48
208	222	85,3	-0,80	1,28	0,41	1,25
213	227	87,0	-0,70	1,11	1,06	1,42
218	232	89,4	-0,74	1,23	1,21	1,32
223	237	91,8	-0,74	0,96	1,17	1,51
228	242	94,2	-0,83	1,35	1,17	1,46
233	247	96,6	-1,05	0,90	1,23	1,41
238	252	99,0	-1,11	0,79	1,48	1,49
243	257	101,0	-1,02	1,04	1,48	1,26
248	262	103,0	-1,04	1,16	1,40	1,38
253	267	105,0	-0,82	1,40	1,39	1,39
258	272	107,0	-0,60	1,24	1,38	1,45
263	277	108,5	-0,72	1,48	1,23	1,41
268	282	110,0	-0,97	0,95	0,55	1,38
273	287	111,5	-0,90	1,19	0,66	1,31
278	292	113,0	-1,18	0,76	0,56	1,26
283	297	114,5	-1,11	1,06	0,51	1,26
288	302	116,0	-1,17	0,96	0,92	1,22
293	307	117,5	-1,23	0,65	0,89	1,32
298	312	119,0	-1,21	0,83	0,61	1,08
303	317	120,5	-0,96	0,94	1,33	0,80
308	322	122,0	-1,35	0,88	1,73	0,80
313	327	125,3	-0,79	0,85	1,28	0,77
318	332	128,5	-0,68	0,98	1,55	0,92
323	337	131,8	-0,26	0,78	1,29	0,74
328	342	135,0	0,07	0,83	2,08	0,90
333	347	137,7	-0,15	1,15	2,35	1,04
338	352	140,3	-0,26	0,76	1,88	0,94
343	357	143,0	-0,39	0,68	2,13	1,15
348	362	145,7	-0,04	0,65	1,76	1,19
353	367	148,3	-0,20	0,68	1,44	1,05
358	372	151,0	0,06	1,48	1,72	1,06
363	377	152,8	-0,18	0,83	1,93	1,10
368	382	154,6	-0,26	0,75	2,10	0,81
373	387	156,5	-0,02	0,79	1,69	1,20
378	392	158,3	0,31	1,45	1,94	1,15
383	397	160,1	-0,03	0,98	2,21	0,89
388	402	161,9	-0,29	0,58	1,95	0,92
393	407	163,7	-0,37	0,57	1,99	1,00
398	412	165,5	-0,42	0,68	1,63	1,08
403	417	167,4	-0,56	0,66	1,80	0,94
408	422	169,2	-0,58	0,94	1,32	1,00
413	427	171,0	-0,57	0,88	1,48	1,00

Tiefe (cm)	korrigierte Tiefe (cm)	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ G. <i>sacculifer</i>	$\delta^{13}\text{C}$ G. <i>sacculifer</i>	$\delta^{18}\text{O}$ G. <i>truncatulinoides</i>	$\delta^{13}\text{C}$ G. <i>truncatulinoides</i>
418	432	172,7	-0,72	1,00	-	-
423	437	174,4	-0,44	0,92	1,49	1,00
428	442	176,1	-0,40	0,93	1,78	0,83
433	447	177,9	-0,42	0,59	1,34	0,86
438	452	179,6	-0,60	0,93	1,51	0,82
443	457	181,3	-0,49	0,87	1,66	0,89
448	462	183,0	-0,30	0,96	1,42	0,92
453	467	184,4	-0,64	0,59	1,17	0,96
458	472	185,8	-0,86	0,50	1,42	1,20
463	477	187,1	-0,77	0,99	1,38	1,16
468	482	188,5	-0,96	0,93	1,27	1,05
473	487	189,9	-1,11	1,19	1,12	1,29
478	492	191,3	-1,08	1,22	1,38	1,24
483	497	192,6	-1,05	1,54	1,48	0,99
487	502	194,0	-1,17	1,19	1,08	1,12
493	507	196,2	-1,15	1,21	1,46	1,47
498	512	198,4	-1,16	1,55	0,89	1,20
503	517	200,6	-1,21	1,18	1,01	1,24
508	522	202,8	-1,05	0,74	0,67	1,12
513	527	205,0	-1,01	1,19	1,20	1,49
518	532	207,8	-1,15	1,18	1,35	1,44
523	537	210,5	-1,32	0,96	0,20	1,19
528	542	213,3	-1,38	1,06	0,87	1,39
533	547	216,0	-1,49	1,14	0,71	1,34
538	552	218,0	-1,37	1,06	0,38	1,02
543	557	220,0	-1,30	0,83	1,34	0,93
548	562	222,0	-0,70	0,90	1,67	0,97
553	567	224,0	-0,46	1,19	2,17	1,09
558	572	226,0	-0,56	0,93	1,20	1,13
563	577	228,0	-0,60	1,27	0,92	1,13
568	582	229,7	-0,56	0,93	1,49	1,06
573	587	231,3	-0,83	1,20	1,52	1,22
578	592	233,0	-0,71	1,22	1,55	1,41
583	597	234,7	-1,11	1,06	1,58	1,45
588	602	236,3	-1,05	1,26	0,68	1,14
593	607	238,0	-1,28	0,95	0,85	1,24
598	612	240,8	-1,20	1,19	2,44	1,13
603	617	243,5	-0,76	0,80	1,33	0,76
608	622	246,3	-0,46	0,85	1,90	1,02
613	627	249,0	-0,48	0,72	2,04	1,10
618	632	251,5	-0,60	0,71	1,88	1,15
623	637	254,0	-0,72	0,55	1,26	1,32
628	642	256,5	-0,46	1,20	0,88	0,99

Tiefe (cm)	korrigierte Tiefe (cm)	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ G. <i>sacculifer</i>	$\delta^{13}\text{C}$ G. <i>sacculifer</i>	$\delta^{18}\text{O}$ G. <i>truncatulinoides</i>	$\delta^{13}\text{C}$ G. <i>truncatulinoides</i>
633	647	259,0	-0,48	1,03	1,15	0,94
638	652	261,5	-	-	2,02	0,99
643	657	264,0	-0,72	0,53	2,05	1,03
648	662	266,5	-0,54	0,53	1,53	1,04
653	667	269,0	0,00	0,70	2,11	1,15
658	672	272,6	-0,18	1,37	2,07	1,37
663	677	276,2	-0,42	1,06	1,60	1,41
668	682	279,8	-0,61	1,28	1,18	1,39
673	687	283,4	-1,09	1,29	1,01	1,61
678	692	287,0	-1,12	1,40	1,24	0,98
683	697	289,6	-0,57	1,59	1,56	1,56
688	702	292,1	-0,59	1,07	1,62	1,73
693	707	294,7	-0,73	1,29	1,95	1,86
697	712	297,2	-0,78	1,16	1,18	1,57
703	717	299,8	-0,96	1,45	1,08	1,36
708	722	302,3	-0,78	0,91	1,46	1,33
713	727	304,9	-1,13	1,58	1,76	1,58
718	732	307,4	-1,05	1,50	1,01	1,43
723	737	310,0	-1,06	1,07	1,70	1,56
728	742	312,5	-0,97	1,27	1,65	1,64
733	747	315,0	-1,26	1,00	1,25	1,60
738	752	317,5	-1,11	1,32	1,06	1,44
743	757	320,0	-0,74	0,71	0,95	1,08
748	762	323,7	-1,38	1,30	1,13	1,41
753	767	327,3	-1,19	1,37	1,19	1,44
758	772	331,0	-1,35	1,42	1,19	1,25
763	777	333,0	-1,32	1,08	1,13	0,67
768	782	335,0	-1,10	0,66	2,05	0,83
773	787	337,0	-0,57	0,70	1,99	0,71
778	792	339,0	-0,22	0,59	1,48	0,66
783	797	341,0	0,05	1,24	2,32	1,09
788	802	343,5	-0,11	0,84	2,71	1,24
793	807	345,9	-0,25	1,00	2,11	0,97
797	811	347,9	-0,29	0,91	2,20	1,20
803	817	350,8	-0,15	1,07	1,95	1,04
808	822	353,3	-0,24	1,10	2,02	1,35
813	827	355,7	-0,38	1,03	2,13	1,38
818	832	358,2	-0,32	1,09	1,49	1,37
823	837	360,6	-0,51	1,46	2,08	1,56
828	842	363,1	-0,52	1,37	1,89	1,42
833	847	365,5	-0,66	1,66	1,51	1,55
838	852	368,0	-1,21	1,33	1,64	1,51
843	857	371,9	-0,83	1,38	1,21	1,56

Tiefe (cm)	korrigierte Tiefe (cm)	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ G. <i>sacculifer</i>	$\delta^{13}\text{C}$ G. <i>sacculifer</i>	$\delta^{18}\text{O}$ G. <i>truncatulinoides</i>	$\delta^{13}\text{C}$ G. <i>truncatulinoides</i>
848	862	375,8	-0,75	1,00	1,26	1,46
853	867	379,6	-0,88	1,22	1,35	1,74
858	872	383,5	-1,08	1,68	1,25	1,70
863	877	387,4	-1,27	1,89	1,06	1,59
868	882	391,3	-1,37	1,47	1,35	1,71
873	887	405,0	-1,31	2,01	1,25	1,78
878	892	409,0	-1,41	1,62	1,08	1,66
883	897	409,3	-1,37	1,93	1,18	1,52
888	902	409,7	-1,06	1,86	0,56	1,23
893	907	410,0	-0,71	1,54	0,68	1,25

A 2a: Volumen und Gewichte von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* in Oberflächenproben aus dem westlichen Süd-Atlantik

Probe (Station)	Radius max (µm)	Korngröße (µm)	Radius min (µm)	Höhe h (µm)	Volumen (µm ³)	Gewicht (µg)
G. truncatulinoides (dex)						
1-2105	240	480	200	320	1,62E+07	23,1
2-2105	240	480	180	280	1,29E+07	19,5
3-2105	280	560	200	280	1,69E+07	25,3
5-2105	280	560	240	280	1,98E+07	40
6-2105	220	440	160	240	9,07E+06	15,8
7-2105	180	360	140	200	5,36E+06	15
8-2105	260	520	200	320	1,77E+07	39,1
9-2105	220	440	160	240	9,07E+06	24,2
10-2105	200	400	160	280	9,50E+06	20,8
11-2105	220	440	180	280	1,17E+07	26,6
13-2105	220	440	160	240	9,07E+06	18,1
14-2105	180	360	140	160	4,29E+06	13,2
15-2105	240	480	180	280	1,29E+07	28,6
16-2105	240	480	180	280	1,29E+07	38,4
17-2105	180	360	140	200	5,36E+06	14,1
18-2105	180	360	140	200	5,36E+06	6,2
19-2105	160	320	120	160	3,28E+06	9,8
20-2105	280	560	240	320	2,27E+07	34,7
21-2105	260	520	200	240	1,33E+07	24,5
22-2105	200	400	180	280	1,06E+07	19
23-2105	200	400	160	240	8,14E+06	14,2
24-2105	220	440	160	240	9,07E+06	10,3
25-2105	240	480	180	320	1,48E+07	27,6
26-2105	200	400	140	200	6,05E+06	10,2
27-2105	160	320	140	120	2,83E+06	9,7
28-2105	260	520	200	360	1,99E+07	29,6
29-2105	220	440	180	240	1,01E+07	27,2
30-2105	240	480	200	240	1,22E+07	31
31-2105	240	480	180	280	1,29E+07	25,8
32-2105	220	440	200	200	9,24E+06	22,2
33-2105	220	440	180	280	1,17E+07	17
34-2105	280	560	200	320	1,93E+07	31,6
35-2105	200	400	160	200	6,79E+06	17,5
36-2105	260	520	200	320	1,77E+07	28,6
37-2105	260	520	220	280	1,69E+07	40
1-2106	200	400	160	200	6,79E+06	21,8
2-2106	220	440	180	240	1,01E+07	15,5
3-2106	200	400	160	160	5,43E+06	10
4-2106	220	440	180	240	1,01E+07	23

Probe (Station)	Radius max (μm)	Korngröße (μm)	Radius min (μm)	Höhe h (μm)	Volumen (μm^3)	Gewicht (μg)
5-2106	200	400	140	160	4,84E+06	10,3
6-2106	220	440	180	160	6,70E+06	18,2
7-2106	200	400	160	240	8,14E+06	19,8
8-2106	180	360	160	200	6,05E+06	9,8
9-2106	220	440	180	320	1,34E+07	20,3
10-2106	200	400	180	200	7,56E+06	20,5
11-2106	220	440	180	240	1,01E+07	21,3
12-2106	180	360	160	240	7,26E+06	12,4
13-2106	200	400	180	280	1,06E+07	23,9
14-2106	220	440	180	280	1,17E+07	17,8
15-2106	200	400	140	240	7,26E+06	9,2
16-2106	200	400	180	200	7,56E+06	20,7
17-2106	240	480	160	240	1,01E+07	14,4
18-2106	220	440	180	280	1,17E+07	18,3
19-2106	220	440	180	240	1,01E+07	20,5
20-2106	260	520	220	280	1,69E+07	26,9
21-2106	220	440	180	240	1,01E+07	27,2
22-2106	280	560	220	320	2,09E+07	48
23-2106	240	480	220	320	1,77E+07	41,8
24-2106	280	560	240	400	2,83E+07	66,6
25-2106	260	520	200	320	1,77E+07	44,5
26-2106	260	520	220	320	1,93E+07	36,8
27-2106	300	600	240	280	2,14E+07	64,6
28-2106	300	600	240	280	2,14E+07	41,4
29-2106	220	440	180	240	1,01E+07	20
30-2106	220	440	180	240	1,01E+07	18,2
31-2106	300	600	240	400	3,05E+07	53,7
32-2106	280	560	220	320	2,09E+07	42,8
33-2106	240	480	200	320	1,62E+07	35,8
34-2106	200	400	180	200	7,56E+06	22,1
35-2106	220	440	180	240	1,01E+07	30,6
36-2106	220	440	180	280	1,17E+07	26,8
37-2106	220	440	180	280	1,17E+07	30,3
38-2106	300	600	260	400	3,28E+07	47
39-2106	240	480	200	280	1,42E+07	40
40-2106	240	480	200	280	1,42E+07	22,5
41-2106	260	520	200	280	1,55E+07	24,6
42-2106	280	560	240	320	2,27E+07	47,7
43-2106	240	480	200	200	1,01E+07	36,1
44-2106	260	520	240	280	1,83E+07	31,4
45-2106	340	680	260	320	3,02E+07	74,1
46-2106	360	720	260	440	4,43E+07	113,7
47-2106	280	560	220	360	2,36E+07	57

Probe (Station)	Radius max (μm)	Korngröße (μm)	Radius min (μm)	Höhe h (μm)	Volumen (μm^3)	Gewicht (μg)
48-2106	320	640	260	400	3,52E+07	74,6
49-2106	340	680	260	320	3,02E+07	78,1
1-2107	280	560	220	320	2,09E+07	67,8
2-2107	260	520	220	320	1,93E+07	30
3-2107	260	520	180	280	1,42E+07	48,6
4-2107	220	440	180	200	8,38E+06	19,5
5-2107	240	480	180	240	1,11E+07	30,6
6-2107	240	480	200	200	1,01E+07	39,2
7-2107	280	560	220	240	1,57E+07	46,5
8-2107	300	600	240	240	1,83E+07	53,5
9-2107	220	440	200	320	1,48E+07	25,8
10-2107	260	520	220	320	1,93E+07	43,2
11-2107	260	520	220	200	1,21E+07	32,9
12-2107	300	600	240	320	2,44E+07	54
13-2107	240	480	200	240	1,22E+07	21,4
14-2107	240	480	200	200	1,01E+07	29,5
15-2107	180	360	160	200	6,05E+06	11,9
16-2107	320	640	260	360	3,17E+07	71,6
17-2107	300	600	240	240	1,83E+07	48,8
18-2107	260	520	220	280	1,69E+07	39
19-2107	220	440	200	240	1,11E+07	34,1
20-2107	260	520	220	320	1,93E+07	52,5
21-2107	280	560	240	360	2,55E+07	46,6
22-2107	300	600	240	280	2,14E+07	66,8
23-2107	280	560	240	320	2,27E+07	59
24-2107	200	400	180	240	9,07E+06	20,3
25-2107	240	480	200	320	1,62E+07	29,6
26-2107	200	400	180	280	1,06E+07	19,7
27-2107	240	480	200	200	1,01E+07	45,4
28-2107	200	400	160	200	6,79E+06	11,8
29-2107	260	520	200	280	1,55E+07	36,6
30-2107	220	440	160	240	9,07E+06	13
31-2107	220	440	180	280	1,17E+07	24,3
32-2107	240	480	240	280	1,69E+07	47,6
33-2107	280	560	260	360	2,75E+07	60,2
34-2107	240	480	200	280	1,42E+07	37,9
35-2107	260	520	220	280	1,69E+07	39,4
36-2107	280	560	200	280	1,69E+07	21,6
37-2107	300	600	240	320	2,44E+07	63,5
38-2107	280	560	260	320	2,44E+07	41,5
39-2107	200	400	160	240	8,14E+06	31
40-2107	320	640	260	400	3,52E+07	76,8

Probe (Station)	Radius max (μm)	Korngröße (μm)	Radius min (μm)	Höhe h (μm)	Volumen (μm^3)	Gewicht (μg)
41-2107	300	600	240	360	2,75E+07	63,5
42-2107	320	640	260	400	3,52E+07	58,2
43-2107	220	440	160	240	9,07E+06	28
44-2107	300	600	260	360	2,96E+07	72,4
45-2107	220	440	180	240	1,01E+07	20,6
46-2107	220	440	160	200	7,56E+06	25
47-2107	200	400	160	160	5,43E+06	13,6
48-2107	220	440	180	240	1,01E+07	16,4
49-2107	320	640	240	320	2,63E+07	63,6
50-2107	180	360	140	160	4,29E+06	9
51-2107	360	720	300	400	4,56E+07	88,3
52-2107	360	720	280	400	4,29E+07	91,3
53-2107	320	640	260	280	2,47E+07	75,3
1-3149	220	440	180	240	1,01E+07	22,7
2-3149	240	480	200	240	1,22E+07	31,6
3-3149	300	600	240	360	2,75E+07	50,8
4-3149	200	400	160	160	5,43E+06	15,2
5-3149	300	600	240	280	2,14E+07	66,7
6-3149	240	480	180	280	1,29E+07	29,2
7-3149	240	480	180	200	9,24E+06	31
8-3149	260	520	220	240	1,45E+07	50,2
9-3149	180	360	160	160	4,84E+06	20,3
10-3149	280	560	220	200	1,31E+07	54
11-3149	260	520	200	280	1,55E+07	36,6
12-3149	180	360	160	240	7,26E+06	13,9
13-3149	200	400	160	200	6,79E+06	26,5
14-3149	260	520	220	280	1,69E+07	45,7
15-3149	220	440	180	240	1,01E+07	28,4
16-3149	280	560	220	240	1,57E+07	47,1
17-3149	220	440	180	240	1,01E+07	42
18-3149	240	480	180	200	9,24E+06	41,8
19-3149	280	560	240	280	1,98E+07	53,4
20-3149	240	480	180	280	1,29E+07	37,6
21-3149	160	320	160	240	6,43E+06	18,3
22-3149	240	480	200	240	1,22E+07	39,2
23-3149	240	480	200	200	1,01E+07	21
24-3149	240	480	180	240	1,11E+07	29
25-3149	300	600	240	160	1,22E+07	55,4
26-3149	260	520	220	240	1,45E+07	40,6
1-3150	280	560	220	280	3,66E+07	44,3
2-3150	240	480	220	240	2,47E+07	33,6

Probe (Station)	Radius max (μm)	Korngröße (μm)	Radius min (μm)	Höhe h (μm)	Volumen (μm^3)	Gewicht (μg)
3-3150	200	400	160	200	1,34E+07	24,8
4-3150	180	360	180	160	9,65E+06	21
5-3150	220	440	160	200	1,56E+07	28
6-3150	220	440	180	240	1,97E+07	17,9
7-3150	300	600	260	360	5,64E+07	70,8
8-3150	260	520	220	280	3,26E+07	35,7
9-3150	220	440	180	200	1,64E+07	29,2
10-3150	260	520	220	320	3,72E+07	48,3
11-3150	200	400	160	240	1,61E+07	30
12-3150	180	360	160	160	9,12E+06	16,8
13-3150	240	480	200	280	2,76E+07	36,4
14-3150	220	440	180	240	1,97E+07	41,2
15-3150	260	520	200	280	3,13E+07	40,7
16-3150	260	520	200	280	3,13E+07	38,7
17-3150	240	480	200	240	2,36E+07	25,5
18-3150	340	680	280	320	6,29E+07	78,2
19-3150	260	520	220	280	3,26E+07	49,3
20-3150	220	440	180	200	1,64E+07	34,8
21-3150	200	400	160	160	1,08E+07	26,3
22-3150	220	440	180	120	9,85E+06	23,7
23-3150	280	560	220	360	4,71E+07	39,5
24-3150	300	600	220	360	5,25E+07	38,5
25-3150	260	520	220	280	3,26E+07	39
26-3150	180	360	140	200	1,08E+07	17,2
27-3150	220	440	180	240	1,97E+07	33,5
28-3150	260	520	220	280	3,26E+07	40,5
29-3150	220	440	180	240	1,97E+07	23
30-3150	200	400	160	200	1,34E+07	17,1
31-3150	260	520	220	280	3,26E+07	42,8
1-3151	240	480	180	320	1,48E+07	26,1
2-3151	280	560	220	280	1,83E+07	41,9
3-3151	300	600	220	360	2,55E+07	44,1
4-3151	220	440	180	240	1,01E+07	29,2
5-3151	240	480	200	280	1,42E+07	32
7-3151	240	480	180	240	1,11E+07	33
8-3151	240	480	160	240	1,01E+07	20,2
9-3151	180	360	140	160	4,29E+06	10,4
10-3151	240	480	200	280	1,42E+07	33,7
11-3151	180	360	160	200	6,05E+06	12,2
12-3151	260	520	220	360	2,17E+07	35,5
14-3151	240	480	180	240	1,11E+07	29,2
15-3151	260	520	200	320	1,77E+07	26,7

Probe (Station)	Radius max (μm)	Korngröße (μm)	Radius min (μm)	Höhe h (μm)	Volumen (μm^3)	Gewicht (μg)
16-3151	220	440	160	200	7,56E+06	26,1
17-3151	220	440	160	160	6,05E+06	25,5
18-3151	240	480	200	360	1,82E+07	29,5
20-3151	180	360	160	160	4,84E+06	20,5
21-3151	240	480	180	280	1,29E+07	34
22-3151	240	480	200	200	1,01E+07	24,5
23-3151	280	560	220	320	2,09E+07	30,7
24-3151	160	320	120	120	2,46E+06	6,9
25-3151	220	440	160	240	9,07E+06	21
26-3151	220	440	180	200	8,38E+06	21,9
27-3151	240	480	220	280	1,55E+07	38,6
28-3151	200	400	180	200	7,56E+06	28,3
29-3151	200	400	160	240	8,14E+06	11,4
30-3151	240	480	200	280	1,42E+07	28,5
1-3177	240	480	200	240	1,22E+07	46,7
2-3177	300	600	240	240	1,83E+07	70,2
3-3177	220	440	180	200	8,38E+06	25,8
4-3177	260	520	220	140	8,44E+06	50
5-3177	180	360	140	200	5,36E+06	9,2
6-3177	220	440	180	240	1,01E+07	24
7-3177	200	400	180	240	9,07E+06	25,5
8-3177	300	600	240	160	1,22E+07	61,6
9-3177	280	560	240	240	1,70E+07	42,2
10-3177	180	360	160	160	4,84E+06	14,7
11-3177	300	600	240	360	2,75E+07	60,7
12-3177	260	520	220	360	2,17E+07	40,6
13-3177	280	560	240	320	2,27E+07	61,6
14-3177	200	400	160	200	6,79E+06	22,8
15-3177	260	520	220	320	1,93E+07	51,5
16-3177	260	520	200	240	1,33E+07	39,4
17-3177	200	400	160	160	5,43E+06	11
18-3177	260	520	220	320	1,93E+07	39,5
19-3177	180	360	160	160	4,84E+06	9,8
20-3177	240	480	180	280	1,29E+07	34,6
21-3177	300	600	240	320	2,44E+07	72,5
22-3177	260	520	200	280	1,55E+07	33,4
23-3177	240	480	220	280	1,55E+07	43,7
24-3177	240	480	200	240	1,22E+07	33,1
25-3177	260	520	220	320	1,93E+07	39,7
26-3177	300	600	240	320	2,44E+07	64,7
27-3177	220	440	180	200	8,38E+06	27,9
28-3177	320	640	300	320	3,22E+07	79,4

Probe (Station)	Radius max (μm)	Korngröße (μm)	Radius min (μm)	Höhe h (μm)	Volumen (μm^3)	Gewicht (μg)
29-3177	200	400	160	160	5,43E+06	17,3
30-3177	220	440	180	160	6,70E+06	23,6
31-3177	240	480	200	240	1,22E+07	46
32-3177	300	600	260	320	2,63E+07	83,8
33-3177	220	440	180	200	8,38E+06	14,2
34-3177	300	600	260	280	2,30E+07	46,8
35-3177	300	600	240	320	2,44E+07	56,6
36-3177	340	680	260	360	3,39E+07	86
37-3177	180	360	140	160	4,29E+06	9
38-3177	200	400	160	240	8,14E+06	14,7

G. crassaformis

27-3149	300	600	240	280	2,14E+07	54,8
28-3149	300	600	240	200	1,53E+07	72,4
29-3149	200	400	180	160	6,05E+06	16
30-3149	200	400	180	280	1,06E+07	30,6
31-3149	260	520	220	240	1,45E+07	55,6
32-3149	240	480	220	200	1,11E+07	43,5
33-3149	240	480	240	240	1,45E+07	28,8
34-3149	300	600	240	280	2,14E+07	64,1
35-3149	300	600	240	280	2,14E+07	65,4
36-3149	200	400	160	200	6,79E+06	27,2
37-3149	260	520	220	320	1,93E+07	57,6
38-3149	240	480	200	240	1,22E+07	38
39-3149	300	600	260	240	1,97E+07	52
40-3149	300	600	260	320	2,63E+07	47
32-3150	300	600	240	400	3,05E+07	44,3
33-3150	220	440	180	240	1,01E+07	19
34-3150	220	440	180	240	1,01E+07	31,8
35-3150	260	520	220	280	1,69E+07	44,5
36-3150	160	320	140	160	3,77E+06	10
37-3150	220	440	180	280	1,17E+07	15,5
38-3150	220	440	180	240	1,01E+07	22,7
39-3150	240	480	220	320	1,77E+07	24,4
40-3150	220	440	180	280	1,17E+07	16,7
39-3177	320	640	260	320	2,82E+07	69,2
40-3177	280	560	200	280	1,69E+07	37,1
41-3177	260	520	220	240	1,45E+07	50,6
42-3177	200	400	180	240	9,07E+06	11
43-3177	320	640	240	400	3,28E+07	77,9

Probe (Station)	Radius max (μm)	Korngröße (μm)	Radius min (μm)	Höhe h (μm)	Volumen (μm^3)	Gewicht (μg)
44-3177	220	440	220	360	1,82E+07	29
45-3177	260	520	200	320	1,77E+07	47,4
46-3177	280	560	220	320	2,09E+07	45,4
47-3177	180	360	140	160	4,29E+06	6,3
48-3177	260	520	200	320	1,77E+07	47
49-3177	340	680	260	320	3,02E+07	81,5
50-3177	220	440	180	160	6,70E+06	22,5
51-3177	240	480	200	200	1,01E+07	39,3
52-3177	320	640	260	400	3,52E+07	69,2
53-3177	280	560	240	360	2,55E+07	44,5
54-3177	320	640	260	400	3,52E+07	69,9
55-3177	260	520	220	320	1,93E+07	53,2
56-3177	240	480	200	280	1,42E+07	38,4
57-3177	300	600	240	280	2,14E+07	52,8
58-3177	300	600	260	400	3,28E+07	82
59-3177	200	400	160	200	6,79E+06	14
60-3177	220	440	180	280	1,17E+07	18,2
61-3177	200	400	180	240	9,07E+06	16,3
62-3177	180	360	160	240	7,26E+06	12,5
63-3177	160	320	160	240	6,43E+06	10,7
64-3177	140	280	160	240	5,65E+06	9,2
65-3177	280	560	220	240	1,57E+07	47,8
66-3177	240	480	180	240	1,11E+07	25

A 2b: Stabile Isotopenwerte von *G. truncatulinoides* und *G. crassaformis* (in ‰ PDB) in Oberflächenproben aus dem westlichen Süd-Atlantik

G. truncatulinoides (dex)

Probe (Station)	nc=nicht verkrustet c= verkrustet lc= leicht verkrustet	Größenklasse (μm)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$, gemittelt aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten derselben Größe	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$, gemittelt aus $\delta^{13}\text{C}$ -Werten derselben Größe	Gewicht (μg)	Gewicht, gemittelt aus dem Gewicht derselben Größe
3-2106	nc	380	-0,11	-0,11	0,26	0,26	10,03	10,03
6-2105	c	420	0,41		0,31		18,23	
4-2107	c	420	0,19	0,39	0,67	0,49	17,60	22,3
43-2107	c	460	0,30		0,80		28	
35-2106	c	460	0,27		0,65		30,60	
9-2107	c	460	0,41		1,20		25,8	
14-2106	nc	460	0,30		0,33		18,05	
11-2106	nc	460	0,13		0,63		20,90	

Probe	nc=nicht verkrustet c= verkrustet lc= leicht verkrustet	Größenklasse (μm)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$, gemittelt aus $\delta^{18}\text{O}$ - Werten derselben Größe	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$, gemittelt aus $\delta^{13}\text{C}$ - Werten derselben Größe	Gewicht (μg)	Gewicht, gemittelt aus dem Gewicht derselben Größe
36-2106	c	460	0,38		0,85		26,80	
21-2106	c	460	0,59		0,64		27,20	
19-2107	c	460	0,76		1,39		34,10	
13-2107	nc	460	0,18		0,87		22,85	
9-2106	c	460	0,51		0,81		21,40	
2-2105	nc	460	0,25	0,37	0,65	0,80	18,25	24,91
14-2107	lc	500	0,71		1,47		29,50	
23-2106	c	500	0,58		1,10		41,80	
27-2107	c	500	0,82		1,38		45,40	
31-2105	nc	500	0,67		0,54		25,80	
39-2106	c	500	0,29		0,84		40,00	
32-2107	c	500	0,12		0,77		47,60	
5-2107	c	500	0,54		1,37		30,60	
33-2106	c	500	0,30		0,96		35,80	
6-2107	c	500	0,89		1,20		39,20	
43-2106	c	500	0,38		1,37		36,10	
25-2107	c	500	0,22	0,46	0,74	1,01	29,60	33,14
20-2106	nc	540	-0,32		0,46		26,90	
37-2105	c	540	0,47		0,77		40,00	
36-2105	c	540	0,10		0,73		28,60	
25-2106	c	540	0,93		0,98		44,50	
44-2106	lc	540	-0,59		0,61		31,40	
41-2106	lc	540	-0,07		0,71		24,60	
8-2105	(nc)	540	0,21		0,88		39,10	
20-2107	c	540	0,49		1,32		52,50	
26-2106	c	540	0,96		0,89		36,80	
18-2107	c	540	0,49		1,15		39,00	
10-2107	c	540	0,46		1,17		43,20	
11-2107	lc	540	0,09		0,56		32,90	
1-2105	lc	540	0,66		0,52		24,20	
29-2107	lc	540	0,31		0,70		36,60	
3-2107	c	540	0,36		1,44		48,60	
35-2107	c	540	0,54	0,32	1,23	0,88	39,40	36,77
38-2107	lc	580	0,26		1,09		41,5	
42-2106	lc	580	0,39		1,00		47,70	
47-2106	c	580	1,48		1,24		57	
7-2107	c	580	0,75		1,49		46,50	
23-2107	c	580	0,68		1,37		59,00	
36-2107	c	580	-0,31		0,57		21,60	
24-2106	c	580	0,75		1,35		66,60	

Probe (Station)	nc=nicht verkrustet c= verkrustet lc= leicht verkrustet	Größenklasse (μm)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$, gemittelt aus $\delta^{18}\text{O}$ - Werten derselben Größe	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$, gemittelt aus $\delta^{13}\text{C}$ - Werten derselben Größe	Gewicht (μg)	Gewicht, gemittelt aus dem Gewicht derselben Größe
2-3149	c	500	0,48		1,17		22,70	
23-3177	c	500	1,52		0,93		43,70	
31-3177	c	500	1,03		1,00		46,00	
20-3177	c	500	0,60		0,65		34,60	
2-3150	c	500	0,26		0,82		33,60	
13-3150	c	500	0,60	0,67	0,98	0,92	36,40	34,67
16-3177	c	540	1,20		0,17		39,40	
12-3177	c	540	1,08		1,27		40,60	
25-3177	c	540	1,18		0,73		39,70	
22-3177	c	540	1,29		1,19		33,40	
8-3149	c	540	0,99		1,35		50,20	
31-3150	c	540	1,11		0,96		42,80	
25-3150	c	540	1,82		1,23		39,00	
14-3149	c	540	0,64		1,00		45,70	
19-3150	c	540	1,55		1,08		49,30	
15-3150	c	540	0,47		0,51		40,70	
15-3177	c	540	1,61	1,18	1,18	0,97	51,50	42,94
9-3177	c	580	0,92		0,75		42,20	
13-3177	c	580	1,41	1,17	0,99	0,87	61,60	51,9
35-3177	c	620	2,09		1,31		56,60	
32-3177	c	620	1,77		1,64		83,80	
7-3150	c	620	1,08		1,27		70,80	
26-3177	c	620	1,46		1,46		64,70	
5-3149	c	620	0,91		1,28		66,70	
25-3149	c	620	0,78		1,45		55,40	
2-3177	c	620	2,08		0,82		70,20	
21-3177	c	620	1,75		1,22		72,50	
8-3177	c	620	1,02	1,44	1,23	1,30	61,60	66,93
28-3177	c	660	1,99	1,99	1,41	1,41	79,40	79,4
18-3150	c	700	1,77		1,44		78,20	
36-3177	c	700	1,33	1,55	1,34	1,39	86,00	82,1

G. crassaformis

Probe (Station)	c= verkrustet	Größenklasse (µm)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$, gemittelt aus $\delta^{18}\text{O}$ - Werten derselben Größe	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$, gemittelt aus $\delta^{13}\text{C}$ - Werten derselben Größe	Gewicht (µg)	Gewicht, gemittelt aus dem Gewicht derselben Größe
47-3177	c	340	0,25	0,25	0,63	0,63	6,3	6,30
33-3150	c	380	0,84	0,84	0,73	0,73	19	19,00
30-3149	c	380			0,91			
42-3177	c	420	0,99	0,99	0,83	0,87	11	11
34-3150	c	420	0,41		0,93		31,8	
37-3150	c	420	0,38		1,07		15,5	
44-3177	c	420	0,28		1,17		29	
38-3149	c	460	1,24		1,10		38	
33-3149	c	460			0,94			
56-3177	c	460			0,34			
32-3149	c	500	1,74	1,49	1,01	1,02	43,5	40,75
41-3177	c	500	2,17		0,77		50,6	
35-3150	c	500	1,33		1,39		44,5	
31-3149	c	500	1,45		1,29		55,6	
48-3177	c	500	1,84		1,38		47	
55-3177	c	500			0,50			
45-3177	c	500	1,87		1,10		47,4	
37-3149	c	540	1,30	1,66	1,27	1,20	57,6	50,45
40-3177	c	540	0,73		1,19		37,1	
46-3177	c	540	1,86		1,29		45,4	
65-3177	c	580		1,3	0,29	1,24		41,25
34-3149	c	580	1,14		1,29		64,1	
35-3149	c	580	1,52		1,57		65,4	
27-3149	c	580	1,24		1,22		54,8	
28-3149	c	580			-2,13			
39-3149	c	580	1,43		0,99		52	
40-3149	c	580	0,41		1,05		47	
32-3150	c	580	0,59		1,25		44,3	
57-3177	c	580	0,45		0,99		52,8	
58-3177	c	620	2,59	1,17	1,24	1,20	82	57,8
39-3177	c	620			1,50			
43-3177	c	620	3,29		0,95		77,9	
54-3177	c	620	2,51		1,01		69,9	
52-3177	c	660	2,50	2,76	1,18	1,05	69,2	72,33
49-3177	c	700	2,99	2,99	0,65	0,65	81,5	81,50

A 3a: Stabile Isotopenwerte der Proben aus dem Multicorer GeoB 2109-2 (in ‰ PDB)

Tiefe (cm)	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. sacculifer</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. sacculifer</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. truncatulinoides</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. truncatulinoides</i>
0	0,00	-1,11	0,79	0,67	1,51
2	0,48	-1,16	1,14	0,49	1,39
5	1,20	-0,76	1,39	0,66	1,31
8	1,92	-0,95	1,66	0,71	1,41
11	2,64	-1,11	1,75	0,60	1,36
14	3,36	-0,94	1,24	1,22	1,11
17	4,08	-0,99	1,04	0,39	1,06
20	4,80	-0,60	1,1	1,36	1,02
23		-1,02	-0,17	1,10	1,02

A 3b: Stabile Isotopenwerte der Proben aus dem Schwerelotkern GeoB 2109-1 sowie ergänzende Isotopenwerte aus dem Schwerelotkern GeoB 2110-4 (in ‰ PDB)

Tiefe (cm)	Tiefe korrigiert (cm)	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. sacc</i>	Alter GeoB 2110-4 (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ GeoB 2110-4 <i>G. sacc.</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. sacc</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. trunc.</i>	Alter GeoB 2110-4 (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. trunc.</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. trunc.</i>
3	20	4,80	-0,45			1,50	0,68			1,07
8	25	6,00	-0,97			0,95	0,46			1,06
13	30	7,20	-0,93			0,58	0,39			0,69
18	35	8,40	-0,22			0,80	0,84			0,89
23	40	9,60	-0,50			1,49	1,00			0,39
28	45	10,80	-0,29			0,81	0,90			0,61
33	50	12,00	-0,11			0,93	0,98			0,73
38	55	13,50	0,51			1,33	1,62			0,73
43	60	15,00	0,74			1,26	0,86			0,67
48	65	16,50	0,76			1,90	2,08			1,40
53	70	18,00	0,99			1,69	1,25			0,79
58	75	18,88	0,54			1,69	1,32			0,78
63	80	19,77	0,16			1,18	1,10			1,05
68	85	20,65	0,02			1,19	1,06			2,33
73	90	21,53	0,64			1,25	1,95			1,27
78	95	22,42	0,42			1,50	1,85			1,23
83	100	23,30	0,74			0,89	2,37			1,36
88	105	24,18	0,54			1,28	2,12			0,90
93	110	25,07	0,65			1,26	1,65			1,58
98	115	25,95	0,39			1,48	2,21			1,47
103	120	26,83	0,32			1,35	1,44			1,11
108	125	27,72	0,23			1,47	1,71			1,45
113	130	28,60	0,72			1,18	1,81			0,64
118	135	29,48	0,71			1,68	1,51			1,15
123	140	30,37	0,76			1,30	1,71			1,28
128	145	31,25	0,14			1,01	1,61			1,67

Tiefe (cm)	Tiefe korrigiert (cm)	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. sacc</i>	Alter GeoB 2110-4 (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ GeoB 2110-4 <i>G. sacc.</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. sacc</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. trunc.</i>	Alter GeoB 2110-4 (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. trunc.</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. trunc.</i>
133	150	32,13	0,01			1,26	1,42			1,60
138	155	33,02	0,36			1,70	1,96			1,51
143	160	33,90	0,37			1,46	1,40			0,99
148	165	34,78	0,33			1,34	1,90			1,11
153	170	35,67	0,48			1,57	1,46			-0,34
163	180	37,43	0,00			0,91	1,29			1,71
168	185	38,32	0,34			1,56	1,09			1,41
173	190	39,20	-0,11			0,81	1,08			1,59
178	195	40,08	0,41			1,43	1,42			0,32
183	200	40,97	0,30			1,06	1,40			1,23
188	205	41,85	0,11			1,59	1,15			1,35
193	210	42,73	0,27			1,28	1,14			1,45
198	215	43,62	0,13			0,95	-			-
203	220	44,50	-0,08			0,79	1,27			0,60
208	225	45,38	0,39			1,68	1,41			1,06
213	230	46,27	0,36			1,23	0,88			0,75
218	235	47,15	0,02			1,08	1,03			0,98
223	240	48,03	0,45			1,08	0,97			0,93
228	245	48,92	0,30			0,83	1,09			0,59
233	250	49,80	-0,11			0,83	1,23			0,55
238	255	50,68	0,30			0,45	0,85			0,63
243	260	51,57	0,45			0,92	1,61			1,03
248	265	52,45	0,08			0,78	1,06			0,60
253	270	53,33	0,31			0,90	-			-
258	275	54,22	0,57			1,45	1,32			1,15
263	280	55,10	0,43			0,95	1,74			0,53
268	285	55,98	0,25			1,32	2,07			1,61
278	295	57,75	0,07			0,60	0,52			0,15
288	305	59,52	0,35			0,85	1,14			1,23
293	310	60,40	0,43			1,58	-			-
313	330	63,93	0,26			1,56	1,28			1,63
318	335	64,82	0,31			0,98	1,99			1,31
323	340	65,70	0,30			1,34	1,63			1,55
328	345	66,58	-0,09			1,13	1,90			1,68
333	350	67,47	0,01			0,77	1,59			-
338	355	68,35	0,53			0,71	1,60			1,42
343	360	69,23	0,41			1,38	1,85			1,55
348	365	70,12	0,03			1,15	1,73			1,80
353	370	71,00	-0,24			0,85	1,19			1,56
358	375	72,29	-0,17			1,47	1,62			1,76
363	380	73,57	0,04			1,43	1,63			1,23
373	390	76,14	-0,30			1,07	0,60			0,86
378	395	77,43	-0,41			1,15	1,06			1,41
383	400	78,71	-0,43			0,66	0,90			1,24

Tiefe (cm)	Tiefe korri- giert (cm)	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. sacc</i>	Alter GeoB 2110-4 (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ GeoB 2110-4 <i>G. sacc.</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. sacc</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. trunc.</i>	Alter GeoB 2110-4 (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. trunc.</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. trunc.</i>
388	405	80,00	-0,53			0,92	1,29			1,51
393	410	81,42	-0,29			0,67	1,24			1,27
398	415	82,84	0,21			0,90	1,54			1,58
408	425	85,68	0,19			0,77	1,57			1,44
413	430	87,11	0,02			1,23	1,44			1,15
418	435	88,53	-0,31			-0,13	1,33			1,59
423	440	89,95	-0,17			0,65	1,80			1,61
428	445	91,37	-0,19			0,88	1,96			1,63
433	450	92,79	-0,11			0,82	1,76			1,46
438	455	94,21	-0,47			-0,04	1,04			1,01
443	460	95,63	-0,42			0,88	1,52			1,61
448	465	97,05	-0,23			1,35	1,32			1,61
453	470	98,47	-0,26			0,57	1,09			1,12
458	475	99,89	-0,44			1,00	0,70			0,78
463	480	101,32	-0,36			0,64	0,95			1,50
468	485	102,74	-0,27			0,97	1,05			1,47
473	490	104,16	-0,47			0,77	0,59			0,53
478	495	105,58	-0,13			0,83				
483	500	107,00	-0,04			0,95	1,31			1,09
488	505	109,62	-0,07	109,50	-0,43	0,83	0,76	109,50	0,83	1,03
493	510	112,25	-0,15	112,00	-0,50	0,82	0,95	112,00	0,69	1,26
498	515	114,88	-0,39	114,50	-0,41	1,08	0,17	114,50	0,75	0,86
503	520	117,50	-0,53	117,00	-0,91	1,08	0,81	117,00	0,71	1,49
508	525	120,12	-0,61	122,00	-0,99	0,65	0,38	122,00	0,57	0,87
513	530	122,75	-0,61	124,60	-0,01	0,59	0,55	124,60		1,00
518	535	125,37	0,34	127,20	0,76	0,80	1,02	127,20	2,01	0,56
523	540	128,00	0,23			0,52	1,38			0,97
528	545	131,33	0,85			0,79	1,53			1,09
533	550	134,67	1,01			0,90	1,19			0,26
538	555	138,00	0,51			0,55	1,48			0,96
543	560	141,33	0,66			0,83	1,16			0,82
548	565	144,67	0,58			0,89	1,93			1,22
553	570	148,00	0,64			0,82	1,46			
558	575	151,33	0,74			0,58	1,73			1,00
563	580	-	-			-	1,32			0,42
568	585	158,00	0,66			0,78				
578	595	164,67	0,83			0,86	1,74			1,06
583	600	168,00	0,83			0,91	2,14			1,35
588	605	171,33	0,73			0,68	1,91			0,89
593	610	174,67	0,28			0,91	1,46			0,97
598	615	178,00	0,60			0,80	1,75			0,91
603	620	181,33	0,13			0,79	1,22			0,39
608	625	184,67	0,06			0,31	1,95			0,77
613	630	188,00	0,13			0,96	1,88			1,09

Tiefe (cm)	Tiefe korri- giert (cm)	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. sacc</i>	Alter GeoB 2110-4 (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ GeoB 2110-4 <i>G. sacc.</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. sacc</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. trunc.</i>	Alter GeoB 2110-4 (ka)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. trunc.</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. trunc.</i>
618	635	191,33	0,33			1,27	1,58			0,46
623	640	194,67	-0,73			1,11	1,42			1,20
628	645	198,00	-0,21			1,03	1,31			1,30
633	650	201,33	0,08			0,92	0,85			0,93
638	655	204,67	-0,55			1,00	1,31			0,88
643	660	208,00	0,65			0,75				
648	665	211,33	0,06			0,53	1,70			1,29
653	670	214,67	0,13			1,23	1,13			0,94
658	675	218,00	-0,46			1,31	0,87			0,92
663	680	221,33	0,20			0,38	1,85			0,79
668	685	224,67	0,15			0,47	1,18			0,23
673	690	228,00	0,68			0,72	1,39			0,72

In dieser Reihe bereits erschienen:

- Nr. 1** **Wefer, G., E. Suess und Fahrtteilnehmer**
Bericht über die POLARSTERN-Fahrt ANT IV/2, Rio de Janeiro - Punta Arenas, 6.11. - 1.12.1985.
60 Seiten, Bremen, 1986.
- Nr. 2** **Hoffmann, G.**
Holozänstratigraphie und Küstenlinienverlagerung an der andalusischen Mittelmeerküste.
173 Seiten, Bremen, 1988. (vergriffen)
- Nr. 3** **Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
Bericht über die METEOR-Fahrt M 6/6, Libreville - Las Palmas, 18.2. - 23.3.1988.
97 Seiten, Bremen, 1988.
- Nr. 4** **Wefer, G., G.F. Lutze, T.J. Müller, O. Pfannkuche, W. Schenke, G. Siedler, W. Zenk**
Kurzbericht über die METEOR-Expedition Nr. 6, Hamburg - Hamburg, 28.10.1987 - 19.5.1988.
29 Seiten, Bremen, 1988. (vergriffen)
- Nr. 5** **Fischer, G.**
Stabile Kohlenstoff-Isotope in partikulärer organischer Substanz aus dem Südpolarmeer
(Atlantischer Sektor). 161 Seiten, Bremen, 1989.
- Nr. 6** **Berger, W.H. und G. Wefer**
Partikelfluß und Kohlenstoffkreislauf im Ozean.
Bericht und Kurzfassungen über den Workshop vom 3.-4. Juli 1989 in Bremen.
57 Seiten, Bremen, 1989.
- Nr. 7** **Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
Bericht über die METEOR - Fahrt M 9/4, Dakar - Santa Cruz, 19.2. - 16.3.1989.
103 Seiten, Bremen, 1989.
- Nr. 8** **Kölling, M.**
Modellierung geochemischer Prozesse im Sickerwasser und Grundwasser.
135 Seiten, Bremen, 1990.
- Nr. 9** **Heinze, P.-M.**
Das Auftriebsgeschehen vor Peru im Spätquartär. 204 Seiten, Bremen, 1990. (vergriffen)
- Nr. 10** **Willems, H., G. Wefer, M. Rinski, B. Donner, H.-J. Bellmann, L. Eißmann, A. Müller,
B.W. Flemming, H.-C. Höfle, J. Merkt, H. Streif, G. Hertweck, H. Kuntze, J. Schwaar,
W. Schäfer, M.-G. Schulz, F. Grube, B. Menke**
Beiträge zur Geologie und Paläontologie Norddeutschlands: Exkursionsführer.
202 Seiten, Bremen, 1990.
- Nr. 11** **Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
Bericht über die METEOR-Fahrt M 12/1, Kapstadt - Funchal, 13.3.1990 - 14.4.1990.
66 Seiten, Bremen, 1990.
- Nr. 12** **Dahmke, A., H.D. Schulz, A. Kölling, F. Kracht, A. Lücke**
Schwermetallspuren und geochemische Gleichgewichte zwischen Porenlösung und Sediment
im Wesermündungsgebiet. BMFT-Projekt MFU 0562, Abschlußbericht. 121 Seiten, Bremen, 1991.
- Nr. 13** **Rostek, F.**
Physikalische Strukturen von Tiefseesedimenten des Südatlantiks und ihre Erfassung in
Echolotregistrierungen. 209 Seiten, Bremen, 1991.
- Nr. 14** **Baumann, M.**
Die Ablagerung von Tschernobyl-Radiocäsium in der Norwegischen See und in der Nordsee.
133 Seiten, Bremen, 1991. (vergriffen)
- Nr. 15** **Kölling, A.**
Frühdiagenetische Prozesse und Stoff-Flüsse in marinen und ästuarinen Sedimenten.
140 Seiten, Bremen, 1991.
- Nr. 16** **SFB 261 (Hrsg.)**
1. Kolloquium des Sonderforschungsbereichs 261 der Universität Bremen (14.Juni 1991):
Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen.
Kurzfassungen der Vorträge und Poster. 66 Seiten, Bremen, 1991.
- Nr. 17** **Pätzold, J., T. Bickert, L. Brück, C. Gaedicke, K. Heidland, G. Meinecke, S. Mulitza**
Bericht und erste Ergebnisse über die METEOR-Fahrt M 15/2, Rio de Janeiro - Vitoria,
18.1. - 7.2.1991. 46 Seiten, Bremen, 1993.
- Nr. 18** **Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
Bericht und erste Ergebnisse über die METEOR-Fahrt M 16/1, Pointe Noire - Recife,
27.3. - 25.4.1991. 120 Seiten, Bremen, 1991.
- Nr. 19** **Schulz, H.D. und Fahrtteilnehmer**
Bericht und erste Ergebnisse über die METEOR-Fahrt M 16/2, Recife - Belem, 28.4. - 20.5.1991.
149 Seiten, Bremen, 1991.

- Nr. 20 Berner, H.**
Mechanismen der Sedimentbildung in der Fram-Straße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See. 167 Seiten, Bremen, 1991.
- Nr. 21 Schneider, R.**
Spätquartäre Produktivitätsänderungen im östlichen Angola-Becken: Reaktion auf Variationen im Passat-Monsun-Windsystem und in der Advektion des Benguela-Küstenstroms. 198 Seiten, Bremen, 1991. (vergriffen)
- Nr. 22 Hebbeln, D.**
Spätquartäre Stratigraphie und Paläozeanographie in der Fram-Straße. 174 Seiten, Bremen, 1991.
- Nr. 23 Lücke, A.**
Umsetzungsprozesse organischer Substanz während der Frühdiagenese in ästuarinen Sedimenten. 137 Seiten, Bremen, 1991.
- Nr. 24 Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
Bericht und erste Ergebnisse der METEOR-Fahrt M 20/1, Bremen - Abidjan, 18.11. - 22.12.1991. 74 Seiten, Bremen, 1992.
- Nr. 25 Schulz, H.D. und Fahrtteilnehmer**
Bericht und erste Ergebnisse der METEOR-Fahrt M 20/2, Abidjan - Dakar, 27.12.1991 - 3.2.1992. 173 Seiten, Bremen, 1992.
- Nr. 26 Gingele, F.**
Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik. 202 Seiten, Bremen, 1992.
- Nr. 27 Bickert, T.**
Rekonstruktion der spätquartären Bodenwasserzirkulation im östlichen Südatlantik über stabile Isotope benthischer Foraminiferen. 205 Seiten, Bremen, 1992. (vergriffen)
- Nr. 28 Schmidt, H.**
Der Benguela-Strom im Bereich des Walfisch-Rückens im Spätquartär. 172 Seiten, Bremen, 1992.
- Nr. 29 Meinecke, G.**
Spätquartäre Oberflächenwassertemperaturen im östlichen äquatorialen Atlantik. 181 Seiten, Bremen, 1992.
- Nr. 30 Bathmann, U., U. Bleil, A. Dahmke, P. Müller, A. Nehr Korn, E.-M. Nöthig, M. Olesch, J. Pätzold, H.D. Schulz, V. Smetacek, V. Spieß, G. Wefer, H. Willems**
Bericht des Graduierten Kollegs. Stoff-Flüsse in marinen Geosystemen. Berichtszeitraum Oktober 1990 - Dezember 1992. 396 Seiten, Bremen, 1992.
- Nr. 31 Damm, E.**
Frühdiagenetische Verteilung von Schwermetallen in Schlicksedimenten der westlichen Ostsee. 115 Seiten, Bremen, 1992.
- Nr. 32 Antia, E.E.**
Sedimentology, Morphodynamics and Facies Association of a mesotidal Barrier Island Shoreface (Spickeroog, Southern North Sea). 370 Seiten, Bremen, 1993.
- Nr. 33 Duinker, J. und G. Wefer (Hrsg.)**
Bericht über den 1. JGOFS-Workshop. 1./2. Dezember 1992 in Bremen. 83 Seiten, Bremen, 1993.
- Nr. 34 Kasten, S.**
Die Verteilung von Schwermetallen in den Sedimenten eines stadtbremischen Hafenbeckens. 103 Seiten, Bremen, 1993.
- Nr. 35 Spieß, V.**
Digitale Sedimentographie. Neue Wege zu einer hochauflösenden Akustostratigraphie. 199 Seiten, Bremen, 1993.
- Nr. 36 Schinzel, U.**
Laborversuche zu frühdiagenetischen Reaktionen von Eisen (III) - Oxidhydraten in marinen Sedimenten. 189 Seiten, Bremen, 1993.
- Nr. 37 Sieger, R.**
CoTAM - ein Modell zur Modellierung des Schwermetalltransports in Grundwasserleitern. 56 Seiten, Bremen, 1993. (vergriffen)
- Nr. 38 Willems, H. (Ed.)**
Geoscientific Investigations in the Tethyan Himalayas. 183 Seiten, Bremen, 1993.
- Nr. 39 Hamer, K.**
Entwicklung von Laborversuchen als Grundlage für die Modellierung des Transportverhaltens von Arsenat, Blei, Cadmium und Kupfer in wassergesättigten Säulen. 147 Seiten, Bremen, 1993.
- Nr. 40 Sieger, R.**
Modellierung des Stofftransports in porösen Medien unter Ankopplung kinetisch gesteuerter Sorptions- und Redoxprozesse sowie thermischer Gleichgewichte. 158 Seiten, Bremen, 1993.

- Nr. 41** **Thießen, W.**
Magnetische Eigenschaften von Sedimenten des östlichen Südatlantiks und ihre paläozeanographische Relevanz. 170 Seiten, Bremen, 1993.
- Nr. 42** **Spieß, V. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 23/1, Kapstadt - Rio de Janeiro, 4.-25.2.1993. 139 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 43** **Bleil, U. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 23/2, Rio de Janeiro - Recife, 27.2.-19.3.1993. 133 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 44** **Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 23/3, Recife - Las Palmas, 21.3. - 12.4.1993. 71 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 45** **Giese, M. und G. Wefer (Hrsg.)**
Bericht über den 2. JGOFS-Workshop. 18./19. November 1993 in Bremen. 93 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 46** **Balzer, W. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 22/1, Hamburg - Recife, 22.9. - 21.10.1992. 24 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 47** **Stax, R.**
Zyklische Sedimentation von organischem Kohlenstoff in der Japan See: Anzeiger für Änderungen von Paläozeanographie und Paläoklima im Spätkänozoikum. 150 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 48** **Skowronek, F.**
Frühdiaogenetische Stoff-Flüsse gelöster Schwermetalle an der Oberfläche von Sedimenten des Weser Ästuares. 107 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 49** **Dersch-Hansmann, M.**
Zur Klimaentwicklung in Ostasien während der letzten 5 Millionen Jahre: Terrigener Sedimenteintrag in die Japan See (ODP Ausfahrt 128). 149 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 50** **Zabel, M.**
Frühdiaogenetische Stoff-Flüsse in Oberflächen-Sedimenten des äquatorialen und östlichen Südatlantik. 129 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 51** **Bleil, U. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of SONNE-Cruise SO 86, Buenos Aires - Capetown, 22.4. - 31.5.93. 116 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 52** **Symposium: The South Atlantic: Present and Past Circulation.**
Bremen, Germany, 15 - 19 August 1994. Abstracts. 167 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 53** **Kretzmann, U.B.**
57Fe-Mössbauer-Spektroskopie an Sedimenten - Möglichkeiten und Grenzen. 183 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 54** **Bachmann, M.**
Die Karbonatrampe von Organyà im oberen Oberapt und unteren Unteralt (NE-Spanien, Prov. Lerida): Fazies, Zylo- und Sequenzstratigraphie. 147 Seiten, Bremen, 1994. (vergriffen)
- Nr. 55** **Kemle-von Mücke, S.**
Oberflächenwasserstruktur und -zirkulation des Südostatlantiks im Spätquartär. 151 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 56** **Petermann, H.**
Magnetotaktische Bakterien und ihre Magnetosome in Oberflächensedimenten des Südatlantiks. 134 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 57** **Mulitza, S.**
Spätquartäre Variationen der oberflächennahen Hydrographie im westlichen äquatorialen Atlantik. 97 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 58** **Segl, M. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 29/1, Buenos-Aires - Montevideo, 17.6. - 13.7.1994. 94 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 59** **Bleil, U. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 29/2, Montevideo - Rio de Janeiro 15.7. - 8.8.1994. 153 Seiten, Bremen, 1994.
- Nr. 60** **Henrich, R. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 29/3, Rio de Janeiro - Las Palmas 11.8. - 5.9.1994. Bremen, 1994. (vergriffen)

- Nr. 61 Sagemann, J.**
Saisonale Variationen von Porenwasserprofilen, Nährstoff-Flüssen und Reaktionen in intertidalen Sedimenten des Weser-Ästuars. 110 Seiten, Bremen, 1994. (vergriffen)
- Nr. 62 Giese, M. und G. Wefer**
Bericht über den 3. JGOFS-Workshop. 5./6. Dezember 1994 in Bremen. 84 Seiten, Bremen, 1995.
- Nr. 63 Mann, U.**
Genese kretazischer Schwarzschiefer in Kolumbien: Globale vs. regionale/lokale Prozesse. 153 Seiten, Bremen, 1995. (vergriffen)
- Nr. 64 Willems, H., Wan X., Yin J., Dongdui L., Liu G., S. Dürr, K.-U. Gräfe**
The Mesozoic development of the N-Indian passive margin and of the Xigaze Forearc Basin in southern Tibet, China. – Excursion Guide to IGCP 362 Working-Group Meeting "Integrated Stratigraphy". 113 Seiten, Bremen, 1995. (vergriffen)
- Nr. 65 Hünken, U.**
Liefergebiets - Charakterisierung proterozoischer Goldseifen in Ghana anhand von Fluideinschluß - Untersuchungen. 270 Seiten, Bremen, 1995.
- Nr. 66 Nyandwi, N.**
The Nature of the Sediment Distribution Patterns in ther Spiekeroog Backbarrier Area, the East Frisian Islands. 162 Seiten, Bremen, 1995.
- Nr. 67 Isenbeck-Schröter, M.**
Transportverhalten von Schwermetallkationen und Oxoanionen in wassergesättigten Sanden. - Laborversuche in Säulen und ihre Modellierung - 182 Seiten, Bremen, 1995.
- Nr. 68 Hebbeln, D. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of SONNE-Cruise SO 102, Valparaiso - Valparaiso, 95 134 Seiten, Bremen, 1995.
- Nr. 69 Willems, H. (Sprecher), U. Bathmann, U. Bleil, T. v. Dobeneck, K. Herterich, B.B. Jorgensen, E.-M. Nöthig, M. Olesch, J. Pätzold, H.D. Schulz, V. Smetacek, V. Spieß, G. Wefer**
Bericht des Graduierten-Kollegs Stoff-Flüsse in marine Geosystemen. Berichtszeitraum Januar 1993 - Dezember 1995. 45 & 468 Seiten, Bremen, 1995.
- Nr. 70 Giese, M. und G. Wefer**
Bericht über den 4. JGOFS-Workshop. 20./21. November 1995 in Bremen. 60 Seiten, Bremen, 1996. (vergriffen)
- Nr. 71 Meggers, H.**
Pliozän-quartäre Karbonatsedimentation und Paläozeanographie des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres - Hinweise aus planktischen Foraminiferengemeinschaften. 143 Seiten, Bremen, 1996. (vergriffen)
- Nr. 72 Teske, A.**
Phylogenetische und ökologische Untersuchungen an Bakterien des oxidativen und reduktiven marinen Schwefelkreislaufs mittels ribosomaler RNA.. 220 Seiten, Bremen, 1996. (vergriffen)
- Nr. 73 Andersen, N.**
Biogeochemische Charakterisierung von Sinkstoffen und Sedimenten aus ostatlantischen Produktions-Systemen mit Hilfe von Biomarkern. 215 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 74 Treppke, U.**
Saisonalität im Diatomeen- und Silikoflagellatenfluß im östlichen tropischen und subtropischen Atlantik. 200 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 75 Schüring, J.**
Die Verwendung von Steinkohlebergematerialien im Deponiebau im Hinblick auf die Pyritverwitterung und die Eignung als geochemische Barriere. 110 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 76 Pätzold, J. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of VICTOR HENSEN cruise JOPS II, Leg 6, Fortaleza - Recife, 10.3. - 26.3. 1995 and Leg 8, Vitoria - Vitoria, 10.4. - 23.4.1995. 87 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 77 Bleil, U. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 34/1, Cape Town - Walvis Bay, 3.-26.1.1996. 129 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 78 Schulz, H.D. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 34/2, Walvis Bay - Walvis Bay, 29.1.-18.2.96 133 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 79 Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 34/3, Walvis Bay - Recife, 21.2.-17.3.1996. 168 Seiten, Bremen, 1996.

- Nr. 80** **Fischer, G. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 34/4, Recife - Bridgetown, 19.3.-15.4.1996.
105 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 81** **Kulbrok, F.**
Biostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie einer Karbonatrampe in den Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs Nordost-Ägyptens (Eastern Desert, N' Golf von Suez, Sinai).
153 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 82** **Kasten, S.**
Early Diagenetic Metal Enrichments in Marine Sediments as Documents of Nonsteady-State Depositional Conditions. Bremen, 1996.
- Nr. 83** **Holmes, M.E.**
Reconstruction of Surface Ocean Nitrate Utilization in the Southeast Atlantic Ocean Based on Stable Nitrogen Isotopes. 113 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 84** **Rühlemann, C.**
Akkumulation von Carbonat und organischem Kohlenstoff im tropischen Atlantik: Spätquartäre Produktivitäts-Variationen und ihre Steuerungsmechanismen.
139 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 85** **Ratmeyer, V.**
Untersuchungen zum Eintrag und Transport lithogener und organischer partikulärer Substanz im östlichen subtropischen Nordatlantik. 154 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 86** **Cepek, M.**
Zeitliche und räumliche Variationen von Coccolithophoriden-Gemeinschaften im subtropischen Ost-Atlantik: Untersuchungen an Plankton, Sinkstoffen und Sedimenten.
156 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 87** **Otto, S.**
Die Bedeutung von gelöstem organischen Kohlenstoff (DOC) für den Kohlenstofffluß im Ozean.
150 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 88** **Hensen, C.**
Frühdiaagenetische Prozesse und Quantifizierung benthischer Stoff-Flüsse in Oberflächensedimenten des Südatlantiks. 132 Seiten, Bremen, 1996.
- Nr. 89** **Giese, M. und G. Wefer**
Bericht über den 5. JGOFS-Workshop. 27./28. November 1996 in Bremen.
73 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 90** **Wefer, G. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 37/1, Lisbon - Las Palmas, 4.-23.12.1996.
79 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 91** **Isenbeck-Schröter, M., E. Bedbur, M. Kofod, B. König, T. Schramm & G. Mattheß**
Occurrence of Pesticide Residues in Water - Assessment of the Current Situation in Selected EU Countries. 65 Seiten, Bremen 1997.
- Nr. 92** **Kühn, M.**
Geochemische Folgereaktionen bei der hydrogeothermalen Energiegewinnung.
129 Seiten, Bremen 1997.
- Nr. 93** **Determann, S. & K. Herterich**
JGOFS-A6 „Daten und Modelle“: Sammlung JGOFS-relevanter Modelle in Deutschland.
26 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 94** **Fischer, G. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 38/1, Las Palmas - Recife, 25.1.-1.3.1997.
Bremen, 1997 (in Vorbereitung).
- Nr. 95** **Bleil, U. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 38/2, Recife - Las Palmas, 4.3.-14.4.1997.
126 Seiten, Bremen, 1998.
- Nr. 96** **Neuer, S. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of VICTOR HENSEN-Cruise 96/1, Las Palmas - Las Palmas, 10.1. - 4-3.1996. 76 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 97** **Villinger, H. und Fahrtteilnehmer**
Fahrtbericht SO 111, 20.8. - 16.9.1996. 115 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 98** **Lüning, S.**
Late Cretaceous - Early Tertiary sequence stratigraphy, paleoecology and geodynamics of Eastern Sinai, Egypt. 218 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 99** **Haese, R.R.**
Beschreibung und Quantifizierung frühdiaagenetischer Reaktionen des Eisens in Sedimenten des Südatlantiks. 118 Seiten, Bremen, 1997.

- Nr. 100** **Lührte, R. von**
Verwertung von Bremer Baggergut als Material zur Oberflächenabdichtung von Deponien - Geochemisches Langzeitverhalten und Schwermetall-Mobilität (Cd, Cu, Ni, Pb, Zn). Bremen, 1997.
- Nr. 101** **Ebert, M.**
Der Einfluß des Redoxmilieus auf die Mobilität von Chrom im durchströmten Aquifer. 135 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 102** **Krögel, F.**
Einfluß von Viskosität und Dichte des Seewassers auf Transport und Ablagerung von Wattsedimenten (Langeooger Rückseitenwatt, südliche Nordsee). 168 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 103** **Kerntopf, B.**
Dinoflagellate Distribution Patterns and Preservation in the Equatorial Atlantic and Offshore North-West Africa. 137 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 104** **Breitzke, M.**
Elastische Wellenausbreitung in marinen Sedimenten - Neue Entwicklungen der Ultraschall Sedimentphysik und Sedimentechographie. 298 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 105** **Marchant, M.**
Rezente und spätquartäre Sedimentation planktischer Foraminiferen im Peru-Chile Strom. 115 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 106** **Habicht, K.S.**
Sulfur isotope fractionation in marine sediments and bacterial cultures. 125 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 107** **Hamer, K., R.v. Lührte, G. Becker, T. Felis, S. Keffel, B. Strotmann, C. Waschowitz, M. Kölling, M. Isenbeck-Schröter, H.D. Schulz**
Endbericht zum Forschungsvorhaben 060 des Landes Bremen: Baggergut der Hafengruppe Bremen-Stadt: Modelluntersuchungen zur Schwermetallmobilität und Möglichkeiten der Verwertung von Hafenschlick aus Bremischen Häfen. 98 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 108** **Greff, O.W.**
Entwicklung und Erprobung eines benthischen Landersystemes zur *in situ*-Bestimmung von Sulfatreduktionsraten mariner Sedimente. 121 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 109** **Pätzold, M. und G. Wefer**
Bericht über den 6. JGOFS-Workshop am 4./5.12.1997 in Bremen. Im Anhang: Publikationen zum deutschen Beitrag zur Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS), Stand 1/1998. 122 Seiten, Bremen, 1998.
- Nr. 110** **Landenberger, H.**
CoTRem, ein Multi-Komponenten Transport- und Reaktions-Modell. 142 Seiten, Bremen, 1998.
- Nr. 111** **Villinger, H. und Fahrtteilnehmer**
Fahrtbericht SO 124, 4.10. - 16.10.1997. 90 Seiten, Bremen, 1997.
- Nr. 112** **Gietl, R.**
Biostratigraphie und Sedimentationsmuster einer nordostägyptischen Karbonatrampe unter Berücksichtigung der Alveolinen-Faunen. 142 Seiten, Bremen, 1998.
- Nr. 113** **Ziebis, W.**
The Impact of the Thalassinidean Shrimp *Callinassa truncata* on the Geochemistry of permeable, coastal Sediments. 158 Seiten, Bremen 1998.
- Nr. 114** **Schulz, H.D. und Fahrtteilnehmer**
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 41/1, Málaga - Libreville, 13.2.-15.3.1998. Bremen, 1998.
- Nr. 115** **Völker, D.J.**
Untersuchungen an strömungsbeeinflussten Sedimentationsmustern im Südozean. Interpretation sedimentechographischer Daten und numerische Modellierung. Bremen, 1998.
- Nr. 116** **Schlünz, B.**
Riverine Organic Carbon Input into the Ocean in Relation to Late Quaternary Climate Change. 136 Seiten, Bremen, 1998.
- Nr. 117** **Kuhnert, H.**
Aufzeichnung des Klimas vor Westaustralien in stabilen Isotopen in Korallenskeletten. 109 Seiten, Bremen, 1998.
- Nr. 118** **Kirst, G.**
Rekonstruktion von Oberflächenwassertemperaturen im östlichen Südatlantik anhand von Alkenonen. 130 Seiten, Bremen, 1998.