

---

# BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

---

Reihe A/Band 6

von  
Nigem Yusuf

Mikropaläontologische und geochemische Untersuchungen  
an Bohrkernen aus dem Roten Meer



Berlin 1978

---

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

# BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A: Geologie und Paläontologie · Reihe B: Geophysik · Reihe C: Kartographie

D 188

Herausgegeben von geowissenschaftlichen Instituten  
der Freien und der Technischen Universität Berlin  
und der Technischen Fachhochschule Berlin

Schriftleitung:  
Dr. G. Pöhlmann (TFH), Dr. J. Pöhlmann (FU)  
Dr. H. Seyfried (TU)

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich

---

© 1978 by DIETRICH REIMER VERLAG IN BERLIN

Berliner geowiss. Abh.	(A)	6	77 S.	23 Abb., 9 Tab.	Berlin 1978
------------------------	-----	---	-------	-----------------	-------------

**Nigem Yusuf**  
Institut für Geologie, FU Berlin

**Mikropaläontologische und geochemische Untersuchungen  
an Bohrkernen aus dem Roten Meer**



**1978**

---

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin



## MIKROPALÄONTOLOGISCHE UND GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

AN BOHRKERNEN AUS DEM ROTEN MEER<sup>†</sup>

von

Nigem Yusuf<sup>††</sup>

## ZUSAMMENFASSUNG

In einem S - N - Profil von ca. 670 km Länge wurden 12 Sediment-Kerne aus dem Roten Meer mikropaläontologisch und geochemisch untersucht. Es ergab sich: 1) Die stratigraphische Verteilung der planktonischen Foraminiferen spiegelt die paläoökologischen Verhältnisse während des Jungpleistozäns im Roten Meer wieder. Die Faunen-Zusammensetzung und vor allem das gegensätzliche Verhalten zwischen *Globobulimina* *bulimina* und *Neobulimina* *bulimina*, in erster Linie von der Salinität abhängig, läßt eine biostratigraphische Gliederung der Kerne zu. 2) Die Glazial-Zeiten und die dadurch bedingten Wasserspiegelabsenkungen der Welt-Meeren bewirken nur, daß der Wasseraustausch zwischen dem Roten Meer und dem Indischen Ozean reduziert wurde. Eine völlige Abschnürung des Roten Meeres vom offenen Ozean kann in den jungpleistozänen Glazial-Zeiten nicht angenommen werden. 3) Die Sr-Konzentrationen in den untersuchten Pteropoden- und foraminiferen-Schalen sind primär und biogen. Sie wurden in erster Linie von der Salinität beeinflusst. 4) Die Sr-Schwankungen in den untersuchten Kernen stimmen mit der Verteilung der planktonischen Foraminiferen gut überein. Eine stratigraphische Gliederung der Kerne in hyperhaline und euhaline Abschnitte konnte dadurch erreicht werden. 5) Die geochemische Gliederung der Kerne läßt sich mit der mikropaläontologischen gut in Einklang bringen. Damit dürfte die Stratigraphie der Kerne als gesichert gelten.

---

<sup>†</sup>Dissertation an der Freien Universität Berlin

<sup>††</sup>Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Nigem Yusuf, Institut für Geologie der FU Berlin  
1000 Berlin 33, Altensteinstr. 34 A

## SUMMARY

Twelve sediment cores from a circa 670 km S - N profile in the Red Sea were studied from a micro-paleontological and geochemical point of view with the following results: 1) The stratigraphic distribution of planktonic foraminifera is representative of the paleo-ecological situation during the Lower Pleistocene in the Red Sea. The fauna make-up, especially the ratio of *Globigerinoides ruber* to *Globigerinoides sacculifer* which is mainly dependant upon the salinity, forms a good basis for a biostratigraphical classification of the core. 2) Although in the Glacial Ages the lowering of the sea level resulted in a reduction of exchange of water between the Red Sea and the Indian Ocean, there is no indication of a total blockage of this exchange. 3) The Sr concentrations in the Pterioidea and Foraminifera shells are primary and biogenic. They were affected mainly by salinity. 4) The variation in Sr content in the cores correlates well with the distribution of planktonic foraminifera. Therefore it was possible to separate the cores into hyperhaline and euhaline segments. 5) Since the geochemical classification is conformable with the micropaleontological, the stratigraphy of the cores can be considered well documented.

## RÉSUMÉ

12 échantillons de carotte prélevés sur une coupe de 670 km de long dans la Mer Rouge ont été étudiés au point de vue micropaléontologique et géochimique. Les résultats suivants ont été obtenus: 1) La répartition stratigraphique des Foraminifères planctoniques reflète l'évolution paléologique de la Mer Rouge pendant le Pleistocène supérieur. Les assemblages fauniques et avant tout les alternances entre *Globigerinoides ruber* et *Globigerinoides sacculifer*, dépend en premier lieu de la salinité, permettent une division biostratigraphique des carottes. 2) Les glaciations et les abaissements du niveau des mers qu'elles ont provoqués n'ont causé qu'une réduction des échanges d'eau entre la Mer Rouge et l'Océan Indien. Il ne semble pas que la Mer Rouge ait été complètement isolée de l'Océan Indien pendant les glaciations du Pleistocène supérieur. 3) Les concentrations en Sr dans les coquilles de Ptéropodes et de Foraminifères étudiées sont primaires et biogènes. Elles ont été influencées en premier lieu par la salinité. 4) Les variations de la teneur en Sr dans les carottes concordent bien avec la distribution des Foraminifères planctoniques. Les carottes peuvent ainsi être divisées en sections hyperhalines et euhalines. 5) La division géochimique des carottes s'accorde bien avec la division micropaléontologique. La stratigraphie des carottes se trouve ainsi vérifiée.

## VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Dr. H. Risch (München, früher Berlin). Für seine intensive Betreuung und viele hilfreiche Diskussionen danke ich ihm sehr herzlich.

Die geochemischen- und mikropaläontologischen-Untersuchungen wurden während einer dreijährigen Arbeit durchgeführt. Dabei wurden 12 Bohrkern untersucht.

Ganz besonders verpflichtet fühle ich mich gegenüber meinem verehrten Lehrer und Doktorvater Herrn Prof. Dr. V. Jacobshagen (Berlin) für die wissenschaftliche Förderung und Beratung dieser Arbeit. Ferner gilt auch mein Dank Herrn Prof. Dr. K. Germann (Berlin) für die Anregung und Betreuung geochemischer Untersuchungen sowie für wertvolle Hinweise.

Für die hilfreiche Unterstützung im Labor danke ich Frau Alberts (Berlin). Mein Dank gilt auch den Kollegen im Institut für Geologie der Freien Universität Berlin für ihre sprachliche Hilfe bei der Abfassung der Arbeit.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Senat von Berlin sei für finanzielle Unterstützung gedankt. Besonderen Dank schulde ich meinen Eltern, die mir mein Studium ermöglicht haben.

Diese Arbeit sei meinem Vater gewidmet.

## INHALTSVERZEICHNIS

1.	<u>Einleitung</u>	6
1.1	Ziel der Arbeit	6
1.2	Ältere Erkundungsfahrten im Roten Meer	6
1.3	Geologischer Überblick	7
2.	<u>Mikropaläontologische Untersuchungen</u>	9
2.1	Einführung	9
2.2	Arbeitsmethode	9
2.3	Paläoökologie	9
2.3.1	Foraminiferen	10
2.3.2	Pteropoden	11
2.3.3	Bisherige Arbeiten im Roten Meer	12
2.3.4	Die Verhältnisse im Spätpleistozän und Holozän und ihr Einfluss auf die Verteilung der planktonischen Foraminiferen im Roten Meer	13
2.4	Biostratigraphische Gliederung	15
2.4.1	Holozän und Würm-Spätglazial = A	16
2.4.2	Oberes Würm-Vollglazial = B	16
2.4.3	Mittleres Würm-Vollglazial = C	17
2.4.4	Unteres Würm-Vollglazial = D	17
2.4.5	Würm-Frühglazial = E	17
2.5	Biostratigraphische Untergliederung der untersuchten Bohrkerne	20
2.5.1	VA - 01 - 172 P	20
2.5.2	VA - 01 - 178 P	20
2.5.3	VA - 01 - 202 P	23
2.5.4	VA - 01 - 194 P	23
2.5.5	VA - 01 - 198 P	25
2.5.6	VA - 01 - 188 P	27
2.5.7	VA - 01 - 160 P	29
2.5.8	VA - 01 - 141 P	32
2.5.9	WR - 35	32
2.5.10	WR - 14	34
2.5.11	VA - 01 - 06 K	36
2.5.12	VA - 03 - 451 K	36
2.6	Korrelation der Bohrkerne	39
2.7	Sedimentationsraten	44
3.	<u>Geochemische Untersuchungen</u>	45
3.1	Einführung	45
3.2	Probenentnahme	45
3.3	Aufschluß	46
3.4	Analysen	46
3.5	Beeinflussende chemisch-physikalische und physiologische Faktoren	46
3.5.1	Temperatur	46
3.5.2	Salinität und Chemismus des Wassers	47
3.5.3	Mineralogische Zusammensetzung der Schale	48
3.5.4	Physiologische Faktoren	48
3.6	Diskussion und Schlußfolgerungen	49
3.7	Diagenese	52
3.7.1	Pteropoden	55
3.7.2	Planktonischen Foraminiferen	56
3.8	Geochemische Gliederung der Bohrkerne aus dem Roten Meer	60



3.8.1	VA - 01 - 172 P	60
3.8.2	VA - 01 - 178 P	61
3.8.3	VA - 01 - 202 P	61
3.8.4	VA - 01 - 194 P	62
3.8.5	VA - 01 - 198 P	62
3.8.6	VA - 01 - 188 P	63
3.8.7	VA - 01 - 160 P	64
3.8.8	VA - 01 - 141 P	65
3.8.9	WR - 35	65
3.8.10	WR - 14	66
3.8.11	VA - 01 - 06 K	66
3.8.12	VA - 03 - 451 K	67
3.9	Korrelation der Bohrkerne	67
4.	<u>Ergebnisse und Schlußfolgerungen</u>	71
5.	<u>Literaturverzeichnis</u>	73

## 1. EINLEITUNG

### 1.1 Ziel der Arbeit

Die bis 1967 durchgeführten Arbeiten im Roten Meer führten u. a. zur Entdeckung von Sulfid-Schlammern mit Kupfer und Zink. Da mit dem Fortschritt der Technik auch das tiefere Meer als Rohstofflieferant für bestimmte Metalle in Betracht gezogen wird, beteiligte sich die Industrie seit 1969 an der Untersuchung dieser Erzbildungen.

Im Auftrag der IGC (Los Angeles) und der Preussag AG (Hannover) startete das OSE-Schiff "Wando River" 1969 eine erste Erkundungskampagne. Die Untersuchungen wurden in den Jahren 1971 und 1972 mit der ersten und dritten Fahrt des Rohstoff-Forschungsschiffes "Valdivia" unter der wissenschaftlichen Leitung von Dr. H. BÄCKER (Preussag, Hannover) fortgesetzt.

Zur Untersuchung des Erzkörpers wurden insbesondere hydrographische Stationen verwendet. Es wurden Kernprobenahme mit verschiedenen Geräten, Großprobenahme für Aufbereitungsuntersuchungen (1-2 cbm-Greifer, Großkästen 30 x 30 cm) und in-situ-Messungen (Wärmestrom und elektrischer Widerstand) sowie Echolotmessungen durchgeführt.

In den PREUSSAG-Laboren und z. T. am Institut für Geologie der Freien Universität Berlin wurden Kolbenlotkerne der "Valdivia"- und z. T. auch der "Wando-River"-Fahrten mikrobiostratigraphisch untersucht. Zur statistischen Bearbeitung des umfangreichen Materials ergab sich im Laufe der ersten Untersuchungen die Notwendigkeit, die zuerst durchgeführten zeitaufwendigen statistischen Faunenanalysen vorerst zurückzustellen. Stattdessen wurde auf deren Basis und unter Zuhilfenahme geophysikalischer Altersbestimmungen (GEYH 1974) eine weniger zeitaufwendige Untersuchungsmethode entwickelt (RISCH 1974 und 1976) und an 40 Kernen angewandt.

Durch Vergleich von Kernmaterial aus dem Golf von Aden mit solchem aus dem Roten Meer wurden Salinitätsschwankungen als Ursache für wechselnde Faunenzusammensetzung in den Kernprofilen erkannt und auf eine zeitweilige Abschnürung des Roten Meeres vom Indischen Ozean zurückgeführt (RISCH 1976). In diesem Zusammenhang bot sich dem Verfasser in einem zunächst vom Bundesministerium für Forschung und Technologie und später von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten Programm die Gelegenheit, an ausgewählten Kernen die bis dahin erzielte feinstratigraphische Untergliederung mit Hilfe der anfangs zurückgestellten Faunenstatistik oder mit neu zu entwickelnden Methoden zu präzisieren. Im Verlauf der Bearbeitung fiel die Entscheidung auf die Anwendung geochemischer Untersuchungsmethoden in Verbindung mit einer "halbstatistischen" Faunen-Analyse.

Daraus ergab sich eine Reihe weiterer Fragen:

Mit den geochemischen Untersuchungen sollte das Material auf Salinitätszyklen untersucht werden, wie sie DEUSER & DEGENS (1969) dargestellt hatten (s. Kap. 1.3). Es galt festzustellen, ob die Gehalte von Magnesium aber vor allem auch von Strontium in Foraminiferen-Schalen gewisse Schwankungen aufweisen, worauf diese gegebenenfalls zurückzuführen und - nicht zuletzt - ob sie für eine Kernuntergliederung verwendbar sind. Hierbei stellte sich zwangsweise auch die Frage nach dem Einfluß der Diagenese auf die Verteilung von Spurenelementen in Fossilshalen.

Für eine biostratigraphische Gliederung ist die Ökologie der Pteropoden und vor allem der planktonischen Foraminiferen von entscheidender Bedeutung. Aus diesem Grunde sollten auch die Verhältnisse, unter denen das untersuchte Plankton lebte oder überleben kann, untersucht werden.

Ferner sollte der Frage nachgegangen werden, ob die Verbindung zwischen dem Roten Meer und dem Indischen Ozean während des Jungpleistozäns infolge eustatischer Meeresspiegelabsenkungen im Eiszeitalter völlig, episodisch oder überhaupt nicht unterbrochen war.

Das wiederum versprach wesentliche Gesichtspunkte zur genetischen Deutung der "hot brines" am Grunde des Roten Meeres.

### 1.2 Ältere Erkundungsfahrten im Roten Meer

Die ersten Salinitäts- und Temperatur-Anomalien im Zentralen Roten Meer sind durch Untersuchungen im Rahmen der Albatross-Expedition bekannt geworden (BRUNEAU et al. 1953). Spätere Erkundungsfahrten (s. Tabelle 1) führten zur Erforschung dreier Becken, an deren Boden sich unter heißen Solen metallreiche Sedimente absetzen. Die Untersuchungen der "Atlantis II" wurden von MILLER et al. (1966) publiziert. Die Ergebnisse der "Chain"

Fahrt 1966 sind mit denen anderer Fahrten ausführlich von DEGENS & ROSS (1969) dargestellt worden.

Tabelle 1: Ältere Erkundungsfahrten im Roten Meer

Albatross	1948
Atlantis II	1963, 1965
Discovery	1963, 1964, 1967
Meteor	1964, 1965
Akad. Vavilo	1966
Chain	1966
Oceanography	1967
Wando River	1969
Valdivia-Fahrten	1971, 1972

### 1.3 Geologischer Überblick

Das Rote Meer hat eine Länge von 2250 km und erreicht eine maximale Breite von 350 km. Es wird von einer Mittelrinne - Länge ca. 60 km - durchzogen und erreicht seine größte Tiefe auf der Höhe zwischen Port Sudan und Djidda. Die Rinne verengt sich nach Norden und Süden und endet im Bereich des Sattel Island bzw. im Golf von Akaba (SCHNEIDER & WACHENDORF 1973).

Das Rote Meer wurde in den letzten 25 Mill. Jahren geformt, wobei die Hauptphase der Grabenbildung im Pliozän einsetzte und bis heute andauert (GIRDLER 1969 und SCHNEIDER & WACHENDORF 1973). Zu dieser Zeit entstand eine Verbindung zwischen dem Roten Meer und dem Indischen Ozean (BÄCKER & RICHTER 1973). Die in den letzten Jahren durchgeführten geologischen und geophysikalischen Untersuchungen lassen den Schluß zu, daß es sich hierbei um einen neu entstehenden Ozean handelt, der durch das Auseinanderdriften von Afrika und Arabien bedingt ist. Die Geschwindigkeit, mit der die beiden Platten auseinanderdriften, wird mit ca. 1 cm/Jahr angegeben (GIRDLER 1969).

Die Trennung der Kontinentalkruste wurde von aufsteigenden Schmelzen begleitet. Magmatische Gesteine wurden von der "Valdivia" festgestellt (BÄCKER & RICHTER 1973). Nach BERGGREN (1969) haben die Basalte im Zentralgraben z. T. pleistozänes, z. T. aber auch holozänes Alter.

Auch magnetische und Schwere-Anomalien deuten im Zentralbereich des Grabens auf hochdringendes Mantelmaterial (DRAEK & GIRDLER 1964, PHILLIPS et al. 1969, GIRDLER 1969 und ALLAN 1970).

Die basischen Vulkanite bilden nach seismischen Messungen von ROSS et al. (1969) einen schmalen Streifen, der einige Kilometer breit sein dürfte.

Über den Aufbau des Untergrundes außerhalb dieses Streifens ist nur bekannt, daß die jungen Sedimente zu meist aus Evaporiten bestehen.

An der sudanesischen Küste des Roten Meeres geben CARELLA & SCARPA (1962) und SESTINI (1965) folgende Schichtfolge an:

Abo - Shagara Gruppe	324 m Riffe	Post-Mittel-Miozän
Dongunab Formation	722 m Evaporite und Sandsteine	Mittel-Miozän
Abo - Imama Formation	137 m Riffe, Arenite	Mittel-Miozän
Maghersum Formation	1435 m Mergel, Sandstein und Evaporite	Mittel- bis Unter-Miozän

In diese Sedimente sind basaltische Laven und Tuffe eingeschaltet (BÄCKER & RICHTER 1973). Sie erwähnten auch zwei "Glomar-Challenger"-Bohrungen, durch die ca. 200 m Plio-Pleistozänmergel und Evaporite mit Steinsalz und Anhydrit festgestellt wurden. Die miozänen Evaporite, die von Suez bis zum Jemen nachzuweisen sind, wurden abgelagert, als das Rote Meer ein Nebenmeer des Mittelmeers war. In diesem Zusammenhang muß das Rote Meer als Eindampfungsbecken betrachtet werden. Nach bisherigen <sup>14</sup>C-Datierungen repräsentiert ein Teil der untersuchten Kerne aus dem Roten Meer die letzten 100.000 Jahre.

Von besonderem Interesse ist die Entwicklung des Roten Meeres im Jungpleistozän. Durch die bisherigen Untersuchungen (DEUSER & DEGENS 1969, MILLER et al. 1966 u. a.) wurde festgestellt, daß infolge eustatischer

Meeresspiegelungen im Jungpleistozän der Wasseraustausch zwischen dem Roten Meer und dem Indischen Ozean zeitweilig unterbrochen war. Eine Absenkung des Wasserspiegels im Roten Meer war die Folge, wobei es nach einigen Bearbeitern zu einer fast völligen Austrocknung des Roten Meeres kam (EMERY et al. 1969, OLAUSSON 1971 und FRIEDMAN 1972).

Diese Vorstellung wird auch durch Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen bekräftigt (DEUSER & DEGENS 1969). Da die  $O^{18}$ -Konzentration der Salinität proportional ist, schlossen die Verfasser aus der allmählichen Zunahme des  $O^{18}$ -Gehaltes jeweils auf Absenkung des Meeresspiegels und Eindampfung, die bis zur fast völligen Austrocknung des Roten Meeres geführt habe. Diese Überlegungen stützen sich darauf, daß in den Eiszeiten durch Meerwasser als Eis in den Polarregionen fixiert und dadurch weltweit eine große Absenkung des Meeresspiegels herbeigeführt worden sei, daß die Schwelle von Bab - el Mandib trockengefallen sei, das hätte eine völlige Abriegelung des Roten Meeres zur Folge gehabt. Das anschließende rapide Absinken des  $O^{18}$ -Gehaltes wurde dagegen als Anzeichen für den Zustrom normalen Meerwassers, bedingt durch erneutes Ansteigen des Meeresspiegels, gedeutet. Ein Absinken des Meeresspiegels erfolgte in den kühlen Klima-Perioden und führte infolge Abriegelung vom Indischen Ozean zu erhöhter Salinität. Dagegen erfolgte ein Anstieg des Meeresspiegels in den wärmeren Zeiten, und die daraus resultierende erneute Verbindung mit dem Indischen Ozean bewirkte normale Salinität. Ein derartiger Wechsel hat sich in den letzten 100.000 Jahren mehrmals wiederholt. Es läßt sich nach EMERY et al. (1969) im Roten Meer folgende Entwicklung darstellen:

- 1) Absenkung des Meeresspiegels, Isolation des Roten Meeres vom Indischen Ozean. Niedrigere Temperatur und hohe Salinität bzw. fast völlige Austrocknung herrschten in folgenden Zeitabschnitten:

11.000 - 20.000; 24.000 - 35.000; 42.000 - 65.000; 70.000 - 80.000 Jahre vor heute.

- 2) Höhere Temperaturen und normale Salinität bei hohem Meeresspiegel (Meeresverbindung mit dem Indischen Ozean) ist für folgende Zeitabschnitte anzunehmen:

0 - 11.000; 20.000 - 24.000; 35.000 - 42.000; 65.000 - 70.000 Jahre vor der Gegenwart.

## 2. MIKROPALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN

### 2.1 Einführung

Aus den bisherigen Arbeiten ergab sich, daß die Verteilung der planktonischen Foraminiferen während des Jungpleistozäns im Roten Meer in erster Linie von der Salinität bestimmt war. Aufbauend auf dieser Feststellung und vor allem auf der Abhängigkeit der einzelnen Foraminiferen-Arten vom Grade der Salinität, konnte eine biostratigraphische Untergliederung der untersuchten Kerne durchgeführt werden. Dabei spielt, wie in Kapitel 2.3.1 ausführlich dargestellt wird, das gegensätzliche Verhalten von *Globorobulites ruber* und *Elphidium crispum* eine große Rolle. Die mikrobiostratigraphischen Untersuchungen wurden durch die Arbeiten von RISCH (1974, 1976) erheblich erleichtert.

### 2.2 Arbeitsmethode

In den PREUSSAG Labors und am geologischen Institut der Freien Universität Berlin wurden Kerne der "Valdivia"- und z.T. auch der "Wando River"-Fahrten von RISCH (1974, 1976) mikropaläontologisch untersucht. Die zeitaufwendigen statistischen Faunenanalysen wurden von RISCH bei seinen Untersuchungen aus verschiedenen Gründen zurückgestellt und stattdessen eine weniger zeitaufwendige Untergliederungsmethode, die auf einer Durchsicht der Schlämnrückstände beruht, entwickelt. Danach konnten die Proben in zwei Kategorien geteilt werden. Proben mit der Bezeichnung "+" weisen auf einen Reichtum an großwüchsigen planktonischen Foraminiferen, während "-" eine Foraminiferenarmut ausdrückt und damit auf ein hyperhalines Milieu deutet. Mit dieser Methode sind beachtliche Ergebnisse erzielt worden. In dieser Arbeit wurde diese Methode weiterhin neben den geochemischen Untersuchungen angewandt. Hierbei wurde zusätzlich eine Auszählung bestimmter Foraminiferen- und Pteropoden-Arten vorgenommen. Es wurde darauf geachtet, daß jeweils die gleichen Probenmengen ausgezählt wurden. Für die Auswertung der einzelnen Arten in der jeweiligen Probe sind folgende Maßstäbe zu Grunde gelegt worden.

- 0 Exemplar "keine"
- 1 - 5 Exemplare "selten"
- 6 - 10 Exemplare "häufig"
- 10 Exemplare "sehr häufig"

Hier sollte bemerkt werden, daß es für den Verfasser bei der Beurteilung einer Probe in erster Linie darauf ankam festzustellen, ob die untersuchte Art überhaupt in der Probe vorkommt, und wenn ja, ob sie selten oder sehr häufig auftritt.

Es ist ohne Zweifel richtig, daß die Größe "häufig" aus verschiedenen Gründen in die Größe "sehr häufig" übergehen kann. Für eine Aussage erwies sich dies jedoch als unbedeutend. Mit dieser Halbauquantitation-Methode ist es gelungen, die Verteilung der einzelnen untersuchten Foraminiferen-Arten messbar darzustellen, ohne von der sehr zeitaufwendigen statistischen Faunenanalyse Gebrauch zu machen.

Zugleich konnte auch die Verteilung einer Foraminiferen-Art im Profil erfaßt sowie mit anderen Arten gleicher Abschnitte verglichen werden. Das Ziel einer biostratigraphischen Untergliederung der untersuchten Kerne, wurde hiermit völlig erreicht.

### 2.3 Paläoökologie

Unter der Mikrofauna, die in den untersuchten Kernen aus dem Roten Meer vorkommt, machen die planktonischen Foraminiferen gewöhnlich den Hauptanteil aus. Nur in einigen Abschnitten herrschen Pteropoden vor. Die Foraminiferen, die nicht überall "häufig" auftreten, in einigen Proben sogar völlig fehlen, sind hauptsächlich durch vier Warmwasser-Arten vertreten:

- Elphidium ruber* D'ORBIGNY
- Elphidium crispum* (BRADY)
- Elphidium crispum* D'ORBIGNY
- Elphidium sibonifera* (D'ORBIGNY)

Die in den pleistozänen Sedimenten anderer Meeresräume zu den häufigsten Formen zählende Gattung *Globorotalia* kommt im Pleistozän des Roten Meeres selten vor. RISCH (1974) führt dies auf erhöhte Salinität zurück, die von

dieser Gattung nicht toleriert wurde.

Die biostratigraphische Gliederung der Kerne aus dem Roten Meer beruht auf der Verteilung der genannten Arten in Kernprofilen, wobei *G. ruber* und *G. sacculifer* eine große Bedeutung beigemessen wird.

Die folgenden Ergebnisse wichtigster Arbeiten, die sich mit der heutigen Verteilung der planktonischen Foraminiferen in den Weltmeeren beschäftigt haben, sind für das Verständnis der Zusammenhänge von Bedeutung. Die Verhältnisse im Roten Meer werden dabei gesondert dargestellt.

### 2.3.1 Foraminiferen

Die rezente Verteilung der planktonischen Foraminiferen in den Weltmeeren wurde bisher von vielen Bearbeitern untersucht. Danach scheinen vor allem Temperatur, Salinität, Meeresströmungen und Wassertiefe einen wesentlichen Einfluss auf die Verteilung bzw. Häufigkeit der einzelnen Arten zu haben. Alle Autoren stimmen darin überein, daß die planktonischen Foraminiferen einen exzellenten Faktor darstellen, um paläoklimatische Veränderungen in der jüngsten Vergangenheit zu rekonstruieren (BE'et al. 1969, PARKER 1971, BOLTOVOSKOY 1973 u. a.).

Es ist zweifellos erwiesen, daß die Temperatur einen wesentlichen Einfluss auf die heutige Verteilung ausübt (PARKER 1958, BE'1960b, KUSTANOWICH 1963, BE'1966, BE' & HAMLIN 1967 und BE' & TOLDERLUND 1971).

Nach den Untersuchungen von BE'(1959) und BE' & TOLDERLUND (1971) stellen alle holoplanktonischen Gruppen, eingeschlossen die planktonischen Foraminiferen, verschiedene Gemeinschaften dar, die entweder in warmen oder in kalten Gewässern vorkommen, dagegen selten in beiden Zonen gleichzeitig.

Unter den tropischen Gruppen, die 22 Arten umfassen, herrscht *G. sacculifer* vor. *G. ruber*, *Globigerinella siphonifera* und *Orbulina* kommen sowohl in den tropischen als auch in den subtropischen Zonen vor (BE' & TOLDERLUND 1971). Nach diesen Autoren treten die meisten Arten in zwei oder mehreren Zonen auf. Das Verhältnis zwischen Ureinwohnern zu allen anderen Arten beträgt in subtropischen Gewässern 12 : 19. In tropischen Bereichen ändert sich das Verhältnis auf den Wert 10 : 20.

In den untersuchten Kernen aus dem östlichen Mittelmeer stellte PARKER (1958) fest, daß sowohl *G. sacculifer* als auch *G. ruber* warme Perioden anzeigen. Nach ihm scheint auch *G. siphonifera* ein Indikator für warme Verhältnisse zu sein.

Die Untersuchungen von KUSTANOWICH (1963) an Oberflächensedimenten aus dem südwestlichen Bereich des Pazifiks ergaben, daß in den subtropischen Gewässern bis zu 20° S *G. sacculifer*, *G. ruber* und *Globigerinoides conglobatus* (BRADY) vorherrschen (75 - 85 %).

Die Temperatur schwankt in diesem Bereich zwischen 20 und 28° C und die Salinität variiert zwischen 35,0 und 35,5 ‰.

Die höchste Konzentration von *G. sacculifer* im südlichen Pazifik fand PARKER (1962) nördlich des 20. Breitengrades, wobei diese Art bis zum 40. Breitengrad vorkommt (vgl. BRADSHAW 1959). In dem Bereich zwischen 26° S und 32° S ist die planktonische Fauna durch das Zurücktreten der *Globigerinoides*-Arten bis auf 15 % charakterisiert. Hier variiert die Temperatur zwischen 16 und 25° C und die Salinität weist keine nennenswerten Schwankungen auf.

Im Karibischen Meer, im Sargasso Meer und im Golfstrom bis in den Nord Atlantik hinein machte *G. ruber* nach TOLDERLUND & BE'(1971) mehr als 50 % der gesamten planktonischen Foraminiferen aus. Seine Häufigkeit in diesen Regionen wird nach den Autoren direkt von der Temperatur beeinflusst. Weiterhin wurde festgestellt, daß *Globigerinoides ruber* keine Oberflächentemperatur unter 14° C toleriert. Im allgemeinen scheint jedoch *G. ruber* eine Temperatur von 14 - 30° C zu bevorzugen. Seine höchste Konzentration wurde bei 21 - 29° C und einer Oberflächensalinität über 36 ‰ und unter 34,5 ‰ festgestellt (TOLDERLUND & BE'1971).

*Globigerinoides sacculifer* macht in allen tropischen Meeren mehr als 20 % der gesamten planktonischen Foraminiferen aus. Er kommt bei einer Oberflächentemperatur von 15 - 30° C vor und erreicht seine höchste Konzentration (50 %) bei 24 - 30° C (BE' & TOLDERLUND 1971).

Nach den Untersuchungen von BE'et al. (1973) im Indischen Ozean und in Oberflächensedimenten macht *Orbulina universa* ca. 5 % der planktonischen Foraminiferen aus. Sie kommt am häufigsten in den Sommermonaten bei einer Temperatur von 18 - 24° C, einer Salinität zwischen 35 ‰ und 36 ‰ und bei einem Sauerstoff-Gehalt von 4,8 - 5,1 ml/L vor.

Die Temperatur beeinflusst nicht nur die Häufigkeit der einzelnen Arten, sondern auch das Wachstum der Schale. Statistische Auswertungen an der kugelförmigen *Orbulina universa* ergaben, daß eine negative Korrela-

tion zwischen der Größe der Schale und der geographischen Breite ihres Biotops besteht (BE´et al. 1973).

Große Formen (600 bis 800  $\mu$ ) finden sich in niedrigen Breiten bzw. in tropischen und subtropischen Regionen. Eine Abnahme des Durchmessers bis auf 550 bis 450  $\mu$  zeichnet sich in den mittleren Breiten (45° S bis 45° N) ab. Exemplare, die kleiner sind als 450  $\mu$ , finden sich in der Übergangszone zwischen subtropischen und subantarktischen Gewässern, wo möglicherweise das kalte Wasser das Wachstum der Schale im negativen Sinne beeinflusst. Beide Verfasser stellten weiterhin fest, daß ihre höchste Konzentration dennoch in den relativ kühlen subtropischen Gewässern in der Nähe ihrer äußersten Verteilungsgrenze zu finden ist. Die Autoren vertreten die Ansicht, daß eine positive Korrelation zwischen Schalendurchmesser (bis 600  $\mu$ ) und der Oberflächentemperatur besteht, wobei höhere Salinität einen negativen Einfluss ausübt.

Die Wassertiefe scheint auch die Verteilung der planktonischen Foraminiferen mit zu bestimmen. Im Ägäischen Meer, wo Oberflächentemperaturen von 12 - 25° C und eine Salinität von 30 ‰ in der Nähe der Dardanellen, 39 ‰ nördlich Kreta vorherrschen, stellte PARKER (1958) fest, daß die planktonischen Foraminiferen bis zu einer Wassertiefe von 51 m nur 3 % der gesamten Fauna ausmachen. Dieser Prozentsatz nimmt bis auf 99 % bei einer Wassertiefe von 1.300 m zu.

Bei 51 m wurden *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY und *Ammobaculites inflata* (D'ORBIGNY), bei 71 m *Globigerinoides ruber*, bei 82 m *G. sacculifer*, *Orbulina universa* und bei 143 m *Globigerinella siphonifera* gefunden.

Im Arabisch-Persischen-Golf konnte SARNTHEIN (1971) feststellen, daß mit zunehmender Entfernung von der Schelfkante der Prozentanteil des Planktons wesentlich schneller zunimmt als die Wassertiefe.

In weiten Teilen des Westbeckens sind die planktonischen Foraminiferen trotz Tiefen von mehr als 60 bis 70 m noch als unbedeutende Spuren vorhanden.

Nach Auffassung von LUTZ (zitiert in SARNTHEIN 1971) dürfte hier der Nebenmeereffekt eine wesentliche Rolle spielen. Danach folgen die Globigerinen dem Einstrom vom Indischen Ozean her, wobei ihre Verbreitung von der Reichweite des Einstromes abhängt.

Viele Untersuchungen ergaben, daß *G. ruber* die oberen 100 m in der Wassersäule bevorzugt (BELJAEVA 1964, BERGGREN 1969 und BOLTOVOSKOY 1964, 1971). JONES (1967) konnte im Atlantischen Äquator ein Maximum von mehr als 20 % in den oberen 50 m feststellen. Dagegen ist nach BE´ & TOLDERLUNG (1971) die höchste Konzentration von *G. ruber* auf die oberen 10 m beschränkt.

Die gleiche Wassertiefe scheint auch *G. sacculifer* zu bevorzugen. Nach BOLTOVOSKOY (1969) ist seine höchste Konzentration in einem Bereich zwischen 100 und 50 m zu finden. Zwischen 50 m und 0 m treten seinen Ergebnissen zufolge junge Individuen sehr häufig auf. Die Untersuchungen von BE´ & TOLDERLUND (1971) ergaben eine höchste Konzentration von *G. sacculifer* in den oberen 10 m.

Dagegen erreichen *Globigerinella siphonifera* und *Orbulina universa* ihre maximale Häufigkeit in Tiefen zwischen 0 und 10 m und 0 und 300 m (BE´ & TOLDERLUNG (1971).

Die Hauptfunde an *G. siphonifera* wurden nach den Ergebnissen von BOLTOVOSKOY (1969) im Indischen Ozean aus den oberen 250 m gemacht. Die tiefsten Bereiche, in denen *G. siphonifera* lebend vorkommt, reicht nach seinen Untersuchungen von 700 bis 500 m. In diesem Bereich sollten im allgemeinen große Gehäuse konzentriert sein.

Festzuhalten ist für die einzelnen Arten folgendes:

#### *Globigerinoides sacculifer*

ist die am meisten verbreitete Foraminiferen-Art in tropischen und subtropischen Gewässern. Er kommt bei einer Oberflächentemperatur von 15 - 30° C und einer Salinität von 34,5 - 36 ‰ vor und erreicht mit 50 % seine höchste Konzentration in tropischen Gewässern bei einer Temperatur von 24 - 30° C. Am häufigsten tritt er in den oberen 10 m auf.

#### *Globigerinoides ruber*

kommt auch in beiden Zonen vor. Bei einer Temperatur von 21 - 29° C erreicht er seine höchste Konzentration. Er weist zwei Maxima auf, einmal bei einer Salinität über 36 ‰ und zum anderen unter 34,5 ‰. *G. ruber* toleriert eine Oberflächentemperatur von 14 - 29° C.

### 2.3.2 Pteropoden

Die untersuchten Pteropoden im Bermuda-Sockel ordnete CHEN (1964) in drei Kategorien ein, wonach *Cerata* RANG, *C. conica* ESCHSCHOLTZ und *C. viridula* RANG, zu einer Gruppe gehören, die in den oberen 50 m während der warmer Monate (23 - 27° C) dominiert. Sie treten zurück oder fehlen völlig in den kalten Monaten. Untertals 500 m fand er keine lebenden Pteropoden mehr. Im Golf von Mexiko dominiert nach LEAL-RODRIGUEZ

(1965) *C. acicula* in den oberen 20 m, wobei sie ihre höchste Konzentration in 400 - 500 m Wassertiefe erreicht. Diesen Bereich schränkte MENZIES (1968) im Mittelmeer auf die obersten 100 m ein. Eine ähnliche Verteilung ergab sich auch nach MOORE (1949) im Atlantik.

Die tägliche Wanderung der Pteropoden, die einige 100 m in der Wassersäule betragen kann, führte SARNTHEIN (1971) darauf zurück, daß diese Organismen im hohen Maße unempfindlich gegenüber Salinitäts- und Temperaturschwankungen sind. Der Einfluss des Nebenmeereffekts ist demnach unbedeutend.

### 2.3.3 Bisherige Arbeiten im Roten Meer

SAID (1950) untersuchte die Faktoren, die die Verteilung der planktonischen Foraminiferen im Roten Meer beeinflussen. Danach bearbeitet OLAUSSON (1960 c) Bohrkerne aus dem Roten Meer. In Anlehnung an die Kurven von PARKER (1958) sah er in *Globigerinoides ruber*, *G. sacculifer*, *Globigerinella siphonifera* und *Hastigerina pelagica* (D'ORBIGNY) Warmwasseranzeiger, im Auftreten von *Globigerina pachyderma* (EHRENBERG) und *Globorotalia scitula* (BRADY) ein Indiz für kalte Verhältnisse.

HERMAN (1965) untersuchte 14 lange Kerne aus dem Roten Meer und sechs planktonische Gemeinschaften. Ihren Ergebnissen zufolge gilt *G. sacculifer* als Anzeiger für warme Verhältnisse. Die Abnahme von *G. bulloides* im Roten Meer von Süden nach Norden führte sie mehr auf die Zunahme der Salinität und weniger auf die der Temperatur zurück.

Studien an rezemtem Material aus dem Roten Meer wurden von BERGGREN (1969) und BERGGREN & BOERSMA (1969) durchgeführt. Danach spiegeln sich die klimatischen Veränderungen im Roten Meer während des Spätpleistozäns und Holozäns in der Verteilung der planktonischen Foraminiferen indirekt wider. Die Gliederung der bearbeiteten Kerne in verschiedenen Zonen beruht auf den prozentualen Anteilen der beiden dominierenden Arten *G. ruber* und *G. sacculifer*, die bei veränderten Verhältnissen ein gegensätzliches Verhalten zeigen (vgl. BE´ & TOLDERLUND 1971). Die Schwankungen in ihrer Häufigkeit wurden von den Verfassern als Folge von Salinitäts- und Temperaturveränderungen interpretiert.

Die Sauerstoff-Isotopen-Untersuchungen von DEUSER & DEGENS (1969) an Foraminiferen und Pteropoden ergaben Salinitätszyklen, die dahin interpretiert wurden, daß die allmähliche Zunahme des  $O^{18}$  (bedingt durch Eindampfung) eine Abschnürung des Roten Meeres vom Indischen Ozean bedeutet. Die rapide Abnahme des  $O^{18}$ , die der Wiederherstellung normaler Verhältnisse durch Mischung mit Wasser vom Indischen Ozean aus dem Süden entsprechen sollte, ist eine Folge des Anstiegs des Meeresspiegels und die daraus resultierende schnelle Auffüllung des Roten Meeres.

Die Arbeiten von RISCH (1974, 1976) stellen die neuesten Untersuchungen an Probematerial aus dem Roten Meer und Golf von Aden dar. Er konnte feststellen, daß Temperaturveränderungen allein die Faunenwechsel in den untersuchten Kernen aus dem Roten Meer nicht erklären können (vgl. YUSUF 1976). RISCH (1974) führte die Seltenheit von *Globorotalia* in pleistozänen Sedimenten des Roten Meeres auf erhöhte Salinität, die von dieser Gattung nicht toleriert wird, zurück. Auch das häufige Auftreten von *Globorotalia* im Golf von Aden, dessen Salzgehalt sich den normalmarinen Verhältnissen im Indischen Ozean nähert, betrachtete er als weiteren Beweis dafür, daß diese Gattung bei erhöhter Salinität nicht existieren konnte.

Weiterhin stellte er fest, daß die seltenen Funde von *Globorotalia* im Roten Meer nur aus den Warmzeiten (einschließlich Holozän) stammen, während die Gattung in den Kaltzeiten völlig fehlt. Er nahm daher an, daß die Salinität in den Warmzeiten der heutigen ähnlich war.

Die von RISCH (1974, 1976) durchgeführte Gliederung der Kerne aus dem Roten Meer beruht in erster Linie auf Salinitätsänderungen, welche die Verteilung der planktonischen Foraminiferen im Spätpleistozän und Holozän bestimmt haben.

C. MOLLER (1976) konnte feststellen, daß sich die Nannoplankton-Gemeinschaften in den Kernen aus dem südlichen Teil des Roten Meeres (VA 1 - 175, VA 1 - 122 und VA 1 - 167) mit denen des Golf von Aden vergleichen lassen. In diesen Kernen treten auch keine wesentlichen Änderungen der Vergesellschaftung auf. Aufgrund dieser Beobachtung nahm sie an, daß es während des Jungquartärs nie zu einer vollständigen Abschnürung des Roten Meeres vom Indischen Ozean gekommen ist.

Die große Mächtigkeit der Verarmungshorizonte sowie die deutliche Ausbildung der Stagnationslagen im Bereich des Atlantis-Tiefs sprechen ebenfalls für die Annahme, daß die Veränderungen der Nannoplankton-Gemeinschaften im Roten Meer nicht durch Temperaturveränderungen, sondern durch Salinitätsänderungen bedingt sind. Im Roten Meer fand sie weiterhin Unterschiede in der Intensität der Stagnationslagen. Während diese Lagen im



Atlantis-Tief schwarzbraun gefärbt sind, treten sie im südlichen Roten Meer hell- bis dunkeloliv auf. Diese Unterschiede führt C. MOLLER (1976) darauf zurück, daß der Wasseraustausch vom Indischen Ozean mit dem südlichen Roten Meer in geringerem Maße beeinträchtigt war als der mit dem nördlichen Roten Meer.

#### 2.3.4 Die Verhältnisse im Spätpleistozän und Holozän und ihr Einfluss auf die Verteilung der planktonischen Foraminiferen im Roten Meer

Die heutigen Verhältnisse im Roten Meer lassen sich nach den Untersuchungen von SIEDLER (1968, 1969) tabellarisch wie folgt darstellen:

	Rotes Meer		Golf von Aden
	Norden	Süden	
Oberflächen-Temperatur	26 <sup>0</sup> C	26 <sup>0</sup> C	26 <sup>0</sup> C
Salinität	40,5 ‰	37,5 ‰	36,5 ‰

Ein Maximum von mehr als 30<sup>0</sup> C wird zwischen 16 und 20<sup>0</sup> N erreicht. BERGGREN (1969) gibt für den zentralen Bereich des Roten Meeres eine Temperatur von 24 - 25<sup>0</sup> C an. Die Temperaturwerte liegen im Winter um 2<sup>0</sup> C niedriger als die in der Tabelle angegebenen Sommerwerte.

Die Salinität weist keine wesentlichen Schwankungen zwischen Sommer und Winter auf. Die Übergangszone zwischen Oberflächen- und Tiefengewässern liegt nach SIEDLER (1968) im allgemeinen zwischen den Isothermen 22<sup>0</sup> C und 24<sup>0</sup> C. Mit denselben Verhältnissen dürfte im Holozän gerechnet werden.

Dagegen weichen die paläoökologischen Verhältnisse im Spätpleistozän von den heutigen ab. Dies beruht auf der generellen Abkühlung, die während des Jungpleistozäns zwischen 70.000 und 11.000 Jahren infolge der Eiszeit stattgefunden hat.

Für das Würm-Frühglazial nehmen BERGGREN & BOERSMA (1969) eine Temperatur von 21 - 30<sup>0</sup> an, wobei die Oberflächentemperatur im Würm-Vollglazial um 12 - 13<sup>0</sup> C von 27 - 28<sup>0</sup> C bis unter 15<sup>0</sup> C sank. Diese Daten zeigen eine generelle Übereinstimmung mit den Aussagen von DEUSER & DEGENS (1969), daß nämlich die Temperatur während des Holozäns um 7<sup>0</sup> C zunahm.

Die untersuchten Kerne aus dem Roten Meer zeigen im einzelnen eine Abwechslung von Bereichen, die sich durch die Verteilung der planktonischen Foraminiferen deutlich unterscheiden. Zum einen kommen großwüchsige und individuenreiche Plankton-Faunen vor, zum anderen treten dagegen die planktonischen Foraminiferen stark zurück, in einigen Proben fehlen sie völlig. Diese Faunenunterschiede, die unter dem Binokular sofort auffallen, geben dem Betrachter den sicheren Eindruck, daß es sich hierbei um verschiedene Abschnitte handelt, die unter veränderten Bedingungen abgelagert wurden. Berücksichtigt man die Verhältnisse im Roten Meer während des Spätpleistozäns, so stellt sich die Frage, ob diese Faunenunterschiede mit Temperatur und/oder - Salinitätsänderungen zu erklären sind (s. Kap. 1.3).

Folgt man den Ergebnissen von BE´et al. (1969) und BE´ & TOLDERLUND (1971) so scheint es, daß *Globigerinoides sacculifer* und *G. ruber* die häufigsten Arten in warmen Gewässern sind. Ihre Untersuchungen ergaben auch, daß *Globigerinella siphonifera* und *Orbulina universa* warmes Wasser anzeigen. Somit kann für das Probenmaterial aus dem Roten Meer gefolgert werden, daß solche Abschnitte, in denen großwüchsige und individuenreiche Plankton-Faunen mit *Globigerinoides sacculifer*, *G. ruber*, *Globigerinella siphonifera* und *Orbulina universa* häufig vorkommen, in Warmzeiten abgelagert wurden (vgl. BERGGREN & BOERSMA 1969 und RISCH 1976).

In Kaltzeiten dagegen, wo die Salinität zu- und die Temperatur abnahm, traten diese Arten stark zurück oder fehlen völlig. Umgekehrt verhält sich die Pteropoden-Gattung *Creseis*, die in Kaltzeiten im Roten Meer z.T. massenhaft vorkam.

Folgt man der Vorstellung von CHEN (1964), daß die dominierende Stellung der Pteropoden mit *Creseis virgula*, *C. conica* und *C. acicula* im Bermuda-Sockel auf höhere Temperatur während der warmen Monate zurückzuführen ist, während sie in den kalten Monaten stark zurücktreten oder völlig fehlen, so müsste die Entfaltung der Pteropoden gerade in solchen Bereichen, in denen niedrigere Temperaturen vorherrschten, gehemmt worden sein.

Im Roten Meer vollzog sich dagegen in Kaltzeiten eine andere Entwicklung. Bei niedrigeren Temperaturen als den heutigen (s. Tabelle 2) und Zunahme der Salinität -- in erster Linie mit Ausfällung von Aragonit begründet (vgl. GEVIRTZ & FRIEDMAN 1966, DEUSER & DEGENS 1969) -- traten die Pteropoden mit der Gattung *Creseis* zumeist massenhaft auf.

Das häufige Auftreten der Pteropoden in Warmzeiten, einschließlich des Holozäns, dürfte demnach nicht unbedingt eine Folge der Temperatur sein. Gegen die Einflussnahme der Temperatur, zumindest im Roten Meer, sprechen die geringen Temperaturänderungen, die im Winter um 2<sup>o</sup> C niedriger liegen als im Sommer.

Ein Temperatureffekt, der im Bermuda-Sockel auf die Verteilung der Pteropoden einen positiven Einfluss ausübt, aber sich im Roten Meer negativ auswirkt, kann m.E. nicht angenommen werden. Auf Grund dieser Beobachtungen ist eher anzunehmen, daß die höhere Salinität für die Häufigkeit der Pteropoden im Roten Meer verantwortlich ist. Die dominierende Stellung der Pteropoden im Bermuda-Sockel wäre m.E. auch mit einer möglichen Zunahme der Salinität infolge erhöhter Temperatur in den warmen Monaten zu erklären. Höhere Salinitäten wurden nach eigenen Beobachtungen (s. Abb. 9, 10 und 11) auch von den Pteropoden nicht toleriert. In gleichen stratigraphischen Abschnitten treten die Pteropoden nach Norden hin zurück, in einigen Proben fehlen sie völlig. Dies spricht dafür, daß auch in Kaltzeiten, in denen eine völlige Abschnürung des Roten Meeres vom Indischen Ozean angenommen wurde, sich eine Zunahme der Salinität nach Norden abzeichnet. Dies spricht weniger für ein vom offenen Ozean völlig abgeschnürtes Meeresbecken, als vielmehr für einen stark reduzierten Wasseraustausch zwischen dem Roten Meer und dem Indischen Ozean.

Die Untersuchungen von BE' & TOLDERLUND (1971) und TOLDERLUND & BE' (1971) zeigen, daß die heutige Verteilung von *G. sacculifer* und *G. ruber* in erster Linie von der Temperatur abhängig ist. Weiterhin ergaben ihre Untersuchungen, daß beide Arten in der gleichen geographischen Zone leben. Sie bevorzugen die gleiche Temperatur (21 - 29<sup>o</sup> C) und Wassertiefe. Demnach dürfte die Temperatur allein nicht das Fehlen oder das starke Zurücktreten der Individuenzahl von *G. sacculifer* bei einer Häufigkeit von *G. ruber* in Kaltzeiten im Roten Meer bewirken. Die bisherigen Studien über die Verteilung von *G. ruber* ergaben zwei Maxima, einmal bei einer Salinität von 36 ‰ und zum anderen unter 34,5 ‰. Hierzu lieferten die Untersuchungen von BE' & TOLDERLUND (1971) Daten, wonach *G. ruber* seine maximale Häufigkeit in Regionen höherer Salinität, wie im Karibischen Meer, Golfstrom, zentral- und nördlichen Bereichen des Sargasso-Meeres, Brasilien-Bucht und in den zentralen Gewässern des südlichen Atlantiks und des Indischen Ozeans aufweist.

Im östlichen Gewässer des Mittelmeeres, wo die Salinität 39 ‰ überschreitet, stellte PARKER (1958) fest, daß *G. sacculifer* selten vorkommt. Er zeigt im Sediment eine negative Korrelation zu *G. ruber*. Das generell umgekehrte Verteilungsverhältnis zwischen *G. sacculifer* und *G. ruber* im tropischen bis subtropischen Pazifik und Atlantik dürfte nach BE' et al. (1969) durch die Durchschnittssalinität in diesem Raum erklärt werden. Ihre Ergebnisse zeigen, daß *G. ruber* höhere Salinitätsschwankungen toleriert als *G. sacculifer*.

Auch in den untersuchten Kernen aus dem Roten Meer weisen beide Arten in kaltzeitlichen Profilbereichen, in denen eine höhere Salinität vorherrschte, ein gegensätzliches Verhalten auf. Während dort kleinwüchsige und dickschalige Formen von *G. ruber* vorkommen, tritt *G. sacculifer* gleichzeitig zurück oder er fehlt in einigen Proben völlig.

Aufgrund dieser Beobachtungen ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß das Fehlen oder die starke Reduzierung der Individuenzahl von *G. sacculifer* in Kaltzeiten im Roten Meer in erster Linie auf eine Zunahme der Salinität zurückzuführen ist, wobei die niedrige Temperatur ein zusätzlicher Faktor sein dürfte (vgl. BERGGREN & BOERSMA 1969 und RISCH 1976).

Auch die Messungen der Strontiumgehalte an unveränderten *G. ruber*, die übereinstimmende Schwankungen mit der Verteilung der planktonischen Foraminiferen aufweisen, lassen den Schluss zu, daß die Salinität, die den Strontiumgehalt maßgebend positiv beeinflusst, auch die Verteilung der Foraminiferen bestimmt (YUSUF 1976). Denn in Abschnitten geringer Strontiumgehalte kommen die planktonischen Foraminiferen häufig vor. In Profilbereichen mit hohen Strontiumgehalten (Kaltzeiten) treten sie dagegen zurück.

Diese Deutung gewinnt an Sicherheit, wenn man die geographische Konfiguration des Roten Meeres und die eiszeitlich bedingten Meeresspiegelschwankungen im Spätpleistozän berücksichtigt. Nach vielen Autoren führte die weltweite Absenkung des Meeresspiegels während der Glazialzeiten zu teilweiser oder völliger Abschnürung des Roten Meeres vom Indischen Ozean (DEUSER & DEGENS 1969, BERGGREN & BOERSMA 1969, CHEN 1969 u. a.)

Weitere Untersuchungen (YUSUF 1976 und MOLLER 1976) deuten jedoch darauf hin, daß die weltweite Meeresspiegelabsenkung nur zu einem reduzierten Wasseraustausch zwischen dem Roten Meer und dem Indischen Ozean führte. Eine völlige Abschnürung des Roten Meeres vom offenen Ozean darf danach nicht angenommen werden. Beide Vorstellungen stimmen jedoch darin überein, daß während der Glazial-Zeiten eine Absenkung des Meeresspiegels zu erhöhter Salinität im Roten Meer geführt hat, einmal infolge der Eindampfung und zum anderen wegen des reduzierten Wasseraustausches. Die Temperatur nahm in solchen Phasen (Kaltzeiten) ab. In diesem hyperhalinen

Milieu konnte *G. sacculifer* zumeist nicht existieren. Kleinwüchsigen Globigerinen wie *G. ruber* und auch die Pteropoden vertrugen dagegen höhere Salinität offenbar gut.

Das Vorkommen einiger großwüchsiger und dünnschaliger Exemplare von *G. sacculifer* in Kaltzeiten könnte mit einem Nebenmeereffekt erklärt werden (vgl. HARTMANN et al. 1971 und SARNTHEIN 1971). Es wird angenommen, daß diese Individuen dem Einstrom aus dem Indischen Ozean folgten, wobei ihre Verbreitung von der Reichweite des Einstromes abhängt. Damit konnte auch das seltene Vorkommen von *G. sacculifer* in vielen Proben der Hardlay=ers, wie von OLAUSON (1971) im Kern 163 beschrieben, erklärt werden. Mit steigendem Meeresspiegel im Inter=glazial und Holozän, verbunden mit Zunahme der Temperatur, konnte sich die Salinität mit zunehmendem Einstrom aus dem Indischen Ozean wieder normalisieren. In diesem Milieu konnte sich die Fauna gut entfalten. Die planktonischen Foraminiferen und Pteropoden treten in diesen Bereichen massenhaft auf.

Zusammenfassend ist folgendes festzustellen:

- 1) In Übereinstimmung mit BERGGREN & BOERSMA (1969) und RISCH (1976) spiegelt die Verteilung der planktonischen Foraminiferen und Pteropoden in den untersuchten Kernen die damaligen ökologischen Verhältnisse im Roten Meer wieder. Eine generelle Interpretation der paläoökologischen Verhältnisse im Spätpleistozän und Holozän des Roten Meeres ist nach der Verteilung der planktonischen Foraminiferen möglich.
- 2) Die Verteilung der planktonischen Foraminiferen und Pteropoden in den Kernen aus dem Roten Meer wird maßgebend von der Salinität bestimmt. Bei Zunahme der Salinität weisen *Globigerinoides sacculifer* und *G. ruber* ein gegensätzliches Verhalten auf, wodurch eine Gliederung der Kerne erheblich erleichtert wird.
- 3) Viele Hinweise deuten darauf hin, daß die während der Glazialzeiten erfolgten Meeresspiegelschwankungen keineswegs zu einer Abschneidung des Roten Meeres vom offenen Ozean als vielmehr zu einem reduzierten Wasseraustausch führten.

#### 2.4 Biostratigraphische Gliederung

Die Deutung, daß die Salinität die Verteilung des Planktons in erster Linie bestimmte, wirkt sich auf eine stratigraphische Gliederung der untersuchten Kerne nicht nachteilig aus. Die Eiszeiten beeinflussten die Zusammensetzung der planktonischen Foraminiferen und der Pteropoden-Faunen indirekt. Die Lage des Roten Meeres mit einer Verbindung bis zu 125 m Tiefe zum offenen Ozean scheint sogar die Gliederung der Kerne erheblich zu erleichtern.

Zusammenfassend lassen sich die Verhältnisse im Spätpleistozän und Holozän tabellarisch wie folgt darstellen:

Tabelle 2: Ozeanographische Daten für das Rote Meer im Spätpleistozän und Holozän

	Meeres=	Rotes	Salini=	Tempe=	planktonische
	spiegel	Meer	tät	ratur	Foraminiferen
Warm=	An=	Wasser=	37,5 -	24 <sup>0</sup> -	großwüchsig,
zeit	stieg	Einstrom	40,5 %.	25 <sup>0</sup> C	individuenreich
Kalt=	Ab=	reduzierter	40,5 %.	15 <sup>0</sup> C	kleinwüchsig,
zeit	senkung	Wasser=			artenarm
		Einstrom			

Vergleicht man die Temperaturkurven von Landvereisungen (DANSGAARD et al. 1971) und pleistozäne Tiefseekerne (EMILIANI 1966, 1971, OBA 1969, LYNTS 1971 und WOLLIN et al. 1971), so ergeben sich viele Anhaltspunkte dafür, daß differenzierte eustatische Meeresspiegelschwankungen zu Salinitätsänderungen führen, die für die Interpretation von Veränderungen in der Faunenzusammensetzung herangezogen werden können. Hierbei sind zwei wichtige Abschnitte zu erwähnen:

- 1) Das "Atlantische Klima-Optimum" im unteren Holozän. Dieser Bereich wird durch Fossilreichtum gekennzeichnet
- 2) Kalte Phasen im oberen und unteren Bereich des letzten Vollglazials. Solche Abschnitte sind durch Fossil=

armut gekennzeichnet. Zum Teil herrschen hier auch die Pteropoden mit der Gattung *Creseis* vor. In diesen Perioden treten oftmals Hardlayers auf.

Diese Befunde stimmen mit eigenen Beobachtungen an Probenmaterial aus dem Roten Meer überein. In Anlehnung an RISCH (1974, 1976) sind für die Gliederung der untersuchten Kerne folgende Kriterien zu Grunde gelegt worden, die bei der Durchsicht unter dem Binokular eine brauchbare Untergliederung in hyperhaline und euhaline Phasen ermöglichen:

I Euhalines Milieu (HILTERMANN 1963): charakterisiert durch Fossilreichtum, großwüchsige Formen und viele Arten. Ein sicherer Anzeiger hierfür ist das häufige Vorkommen von *G. sacculifer*.

Planktonische Foraminiferen: *Globigerinoides sacculifer* (BRADY)  
*Globigerinella siphonifera* (D'ORBIGNY)  
*Orbulina universa* (D'ORBIGNY)  
*Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY)

Pteropoden Die Gattung *Creseis*  
(relativ klein und dünnwandig)

II Stark hyperhalines Milieu, angezeigt durch Fossilarmut und stark eingeschränkte Artenzahl. Während die Individuenzahl von *G. ruber* in diesem Milieu reduziert wird, kommt *G. sacculifer* nur vereinzelt vor oder fehlt völlig. Großwüchsige Formen fehlen oder sind selten.

III Übergang von hyperhalinem zum euhalinen Milieu: in diesem Bereich, der nicht überall festzustellen ist, nimmt die Zahl der planktonischen Foraminiferen allmählich zu. Ein Übergang zum hyperhalinem Milieu konnte dagegen nicht eindeutig festgestellt werden.

Die aufgestellten Kriterien geben, wie die geochemischen Daten, nur einen Hinweis auf die ökologischen Verhältnisse während der Ablagerung eines Abschnittes. Euhaline Verhältnisse sind nach bisherigen Arbeiten (BERGGREN & BOERSMA 1969, RISCH 1974, 1976 und andere) im Holozän, im mittleren Würm-Vollglazial, im Würm-Frühglazial und im Riss-Würm-Interglazial zu erwarten. Hyperhaline Verhältnisse herrschten im oberen und im unteren Würm-Vollglazial und zum Teil im mittleren Würm-Vollglazial vor.

Die aus der Verteilung der planktonischen Foraminiferen gewonnene Aussage über die ökologischen Verhältnisse schränkt damit zwar die stratigraphische Zugehörigkeit auf mehrere bestimmte Abschnitte ein, lässt jedoch offen, auf welchem davon, d.h. eine Zuordnung in eine stratigraphische Einheit lässt sich dadurch noch nicht durchführen.

Zieht man die Zusammensetzung der untersuchten planktonischen Foraminiferen-Fauna in Betracht, so ergeben sich weitere Kriterien, mit deren Hilfe eine biostratigraphische Einstufung der einzelnen Abschnitte möglich wird (vgl. BERGGREN 1969).

#### 2.4.1 Holozän und Würm-Spätglazial = A

Hier treten massenhaft großwüchsige und dünnchalige Foraminiferen auf. Das Zahlen-Verhältnis zwischen *G. sacculifer* und *G. ruber* ist für die Einstufung ins Holozän von entscheidender Bedeutung. Gehört eine Probe ins Holozän, so fällt unter dem Binokular sofort auf, daß *G. sacculifer* eindeutig häufiger (bis zu 50 %) vorkommt als *G. ruber*. In vielen Kernen ist weiterhin zu beobachten, daß *G. siphonifera* hier meist häufiger auftritt als *Orbulina universa*, die in einigen Proben aus dem Holozän sogar völlig fehlt (z.B. 451 K, 198 P und 06 K).

Die Grenze zum Liegenden (oberes Würm-Vollglazial) wurde dort gezogen, wo *G. sacculifer* plötzlich sehr häufig auftritt.

#### 2.4.2 Oberes Würm-Vollglazial = B

Die Vormachtstellung der planktonischen Foraminiferen im Hangenden (A) geht im oberen Würm-Vollglazial infolge erhöhter Salinität verloren. Ihre Individuenzahl sowie die Artenzahl wird in diesem Bereich stark reduziert. *G. sacculifer* tritt zumeist nur selten auf oder fehlt völlig. Das Zahlen-Verhältnis zwischen beiden Arten (*G. sacculifer* und *G. ruber*) verschiebt sich eindeutig zu Gunsten von *G. ruber*. Ein weiterer Hinweis auf das obere

Würm-Vollglazial sind "Hardlayers", die nach GEVIRTS & FRIEDMAN (1966) und FRIEDMAN (1968) infolge erhöhter Salinität entstanden sind. Hier ist zu bemerken, daß die "Hardlayers" bis ins Holozän hinaufreichen können (s. WR - 35, 194 P und 172 P). Für die Grenzziehung bleibt daher das Zahlen-Verhältnis zwischen *G. sacculifer* und *G. ruber* von großer Bedeutung. Im Gegensatz zum oberen Würm-Vollglazial zeigt sich im oberen Abschnitt des Liegenden (mittleres Würm-Vollglazial), daß die planktonischen Foraminiferen infolge Wiederherstellung euhaliner Verhältnisse wieder häufig vorkommen.

Für die Grenzziehung zwischen dem oberen und dem mittleren Würm-Vollglazial erweist sich dieser Teilabschnitt als besonders wichtig. Zieht man die Häufigkeit der einzelnen Foraminiferen-Arten in Betracht, so stimmt eine Grenzziehung nach der Verteilung von *G. siphonifera* mit den geochemischen Daten zumeist überein. Danach wurde die Grenze zum Liegenden (mittleren Würm-Vollglazial) zumeist mit der Probe gezogen, in der *G. siphonifera* sehr häufig vorkommt.

#### 2.4.3 Mittleres Würm-Vollglazial = C

Die Verteilung der planktonischen Foraminiferen lässt hier verschiedene Teilabschnitte erkennen, die mit grosser Wahrscheinlichkeit auf Salinitätsschwankungen im mittleren Würm-Vollglazial zurückzuführen sind. Im Gegensatz zum Liegenden und Hangenden, in denen *G. siphonifera* selten vorkommt oder völlig fehlt, tritt sie in diesem Bereich durchgehend sehr häufig auf. An der Grenze zum Liegenden (unteres Würm-Vollglazial) hebt sich ein Teilabschnitt des mittleren Würm-Vollglazial durch seinen Reichtum an planktonischen Foraminiferen vom Liegenden ab, wodurch eine Grenzziehung zwischen dem mittleren und unteren Würm-Vollglazial erheblich erleichtert wird.

Die Untersuchungen zeigen, daß die Grenze, die mit der letzten Probe, in der *G. siphonifera* sehr häufig vorkommt, gezogen wurde, mit den geochemischen Daten weitgehend übereinstimmt.

#### 2.4.4 Unteres Würm-Vollglazial = D

Hier sind die planktonischen Foraminiferen zumeist selten anzutreffen. Es wurde weiterhin festgestellt, daß *Orbulina universa* in den meisten Proben häufiger vorkommt als *G. siphonifera*. Ein wesentlicher Unterschied zum oberen Würm-Vollglazial ist das Fehlen der "Hardlayers". Die Grenze zum Würm-Frühglazial im Liegenden, in dem die planktonischen Foraminiferen -- eingeschlossen *G. sacculifer* -- massenhaft auftreten, wurde mit der Probe gezogen, in der sie erstmals häufig vorkommen. Diese Grenze stimmt mit den chemischen Daten gut überein.

Es liegt jedoch die Vermutung nahe, diesen Abschnitt als Teilbereich des mittleren Würm-Vollglazial anzusehen. Treffe das zu, dann dürfte die Existenz des unteren Würm-Vollglazial in allen Kernen in Frage gestellt sein.

#### 2.4.5 Würm-Frühglazial = E

Hier treten die untersuchten Foraminiferen-Arten durchgehend massenhaft auf, wobei das Zahlen-Verhältnis zwischen *G. sacculifer* und *G. ruber* ca. 1:1 beträgt. Fehlen wegen Kerntop-Verlust das Würm-Vollglazial und das Holozän, so könnte man leicht das Würm-Frühglazial mit dem Holozän verwechseln. Für eine sichere Einstufung mußte in solchem Falle das Mengen-Verhältnis von *G. sacculifer* zu *G. ruber* herangezogen werden. Das Riss-Würm-Interglazial ist nur im Kern 188 P zu finden, daraus alleine können sichere Anhaltspunkte für die Grenzziehung zum Liegenden nicht aufgestellt werden.

Die Grenzziehung wird weiterhin erschwert, da im Riss-Würm-Interglazial wie im Würm-Frühglazial die planktonischen Foraminiferen massenhaft vorkommen. Der Reichtum der Foraminiferen in beiden Einheiten wird jedoch durch einen Abschnitt, in dem sie fast völlig fehlen, unterbrochen. Dieser Abschnitt wurde als Hinweis auf das Ende des Riss-Würm-Interglazials angesehen und damit dem Liegenden zugeordnet.

Mit Hilfe der aufgestellten Kriterien kann eine biostratigraphische Untergliederung von Kernen aus dem Roten Meer durchgeführt werden. Eine sichere Einstufung setzt eine Untersuchung voraus, die auf mehreren zusammenhängenden Proben basiert. Liegt dagegen nur eine Probe zur Untersuchung vor, so lässt sich zwar eine Aussage über die ökologischen Verhältnisse machen, eine genaue Zuordnung in eine stratigraphische Einheit bleibt jedoch unsicher.

Wie nachstehend ausgeführt, können die untersuchten Kerne aus dem Roten Meer nach den oben aufgestellten Kriterien biostratigraphisch untergliedert werden. Um einen Vergleich mit vorangegangenen Untersuchungen zu

Abb. 1: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg- Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossilien im Kern VA - 01 - 172 P.

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution of characteristic microfossils in core VA - 01 - 451 K.

VA - 01 - 172 P

15° 17,7' N  
41° 57,8' E  
Wassertiefe 1128m

Vorkommen: selten 1 - 5  
häufig 6 - 10  
sehr häufig > 10

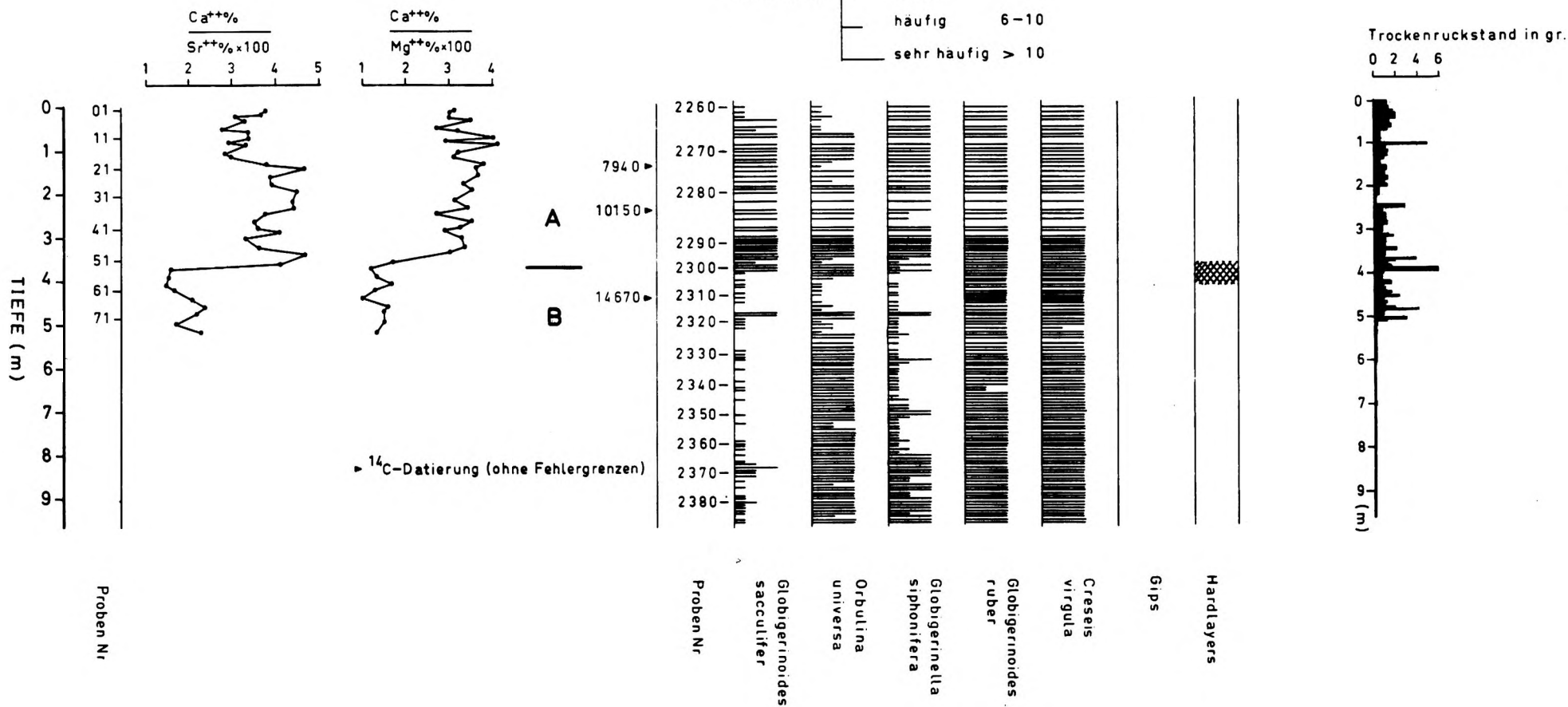
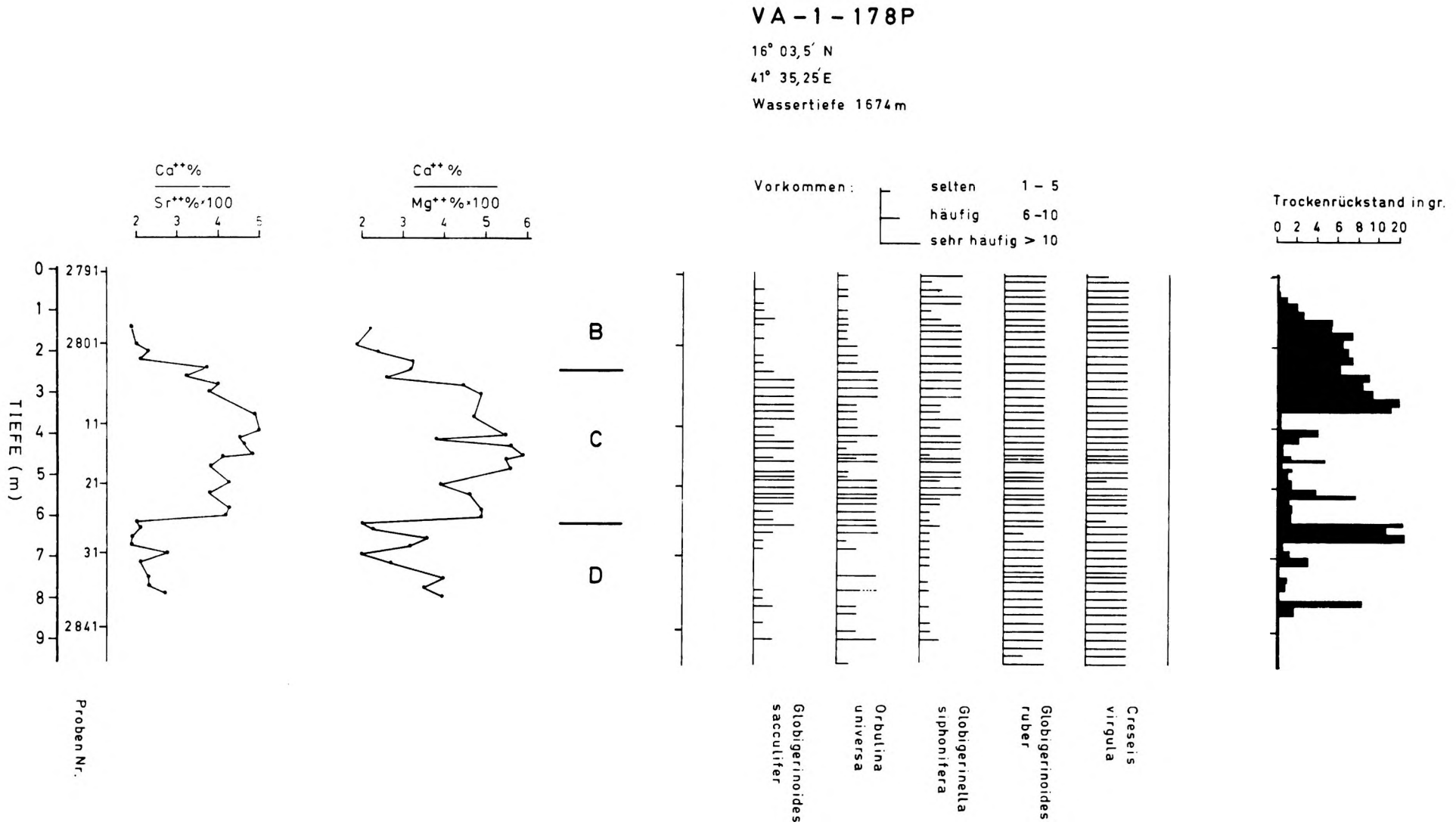


Abb. 2: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg- Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossilien im Kern VA - 01 - 178 P.

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution of characteristic microfossils in core VA - 01 - 178 P.



ermöglichen, wurden die alphabetischen Bezeichnungen für die einzelnen stratigraphischen Einheiten von (RISCH 1974) übernommen.

## 2.5 Biostratigraphische Untergliederung der untersuchten Bohrkern

### 2.5.1 VA - 01 - 172 P (Abb. 1)

In diesem Kern herrschen die Pteropoden vor. Die Verteilung der planktonischen Foraminiferen, die in jeder Probe vorkommen, lässt zwei markante Abschnitte unterscheiden:

- 1) Dieser Bereich gibt von 25 - 360 cm ein einheitliches Bild ab. Hier treten die planktonischen Foraminiferen sehr häufig auf, wobei *G. sacculifer* eindeutig häufiger vorkommt als *G. ruber*. Die Foraminiferen sind großwüchsig, dünnschalig und weisen keine Veränderungen auf. Wie im Liegenden herrschen hier die Pteropoden vor. Die gesamte Fauna deutet in diesem Abschnitt auf euhaline Verhältnisse hin. Dabei spricht das Zahlenverhältnis zwischen *G. sacculifer* und *G. ruber* für eine biostratigraphische Einstufung in das Holozän.
- 2) Dieser Abschnitt ist durch das Zurücktreten von *G. sacculifer* gekennzeichnet, während *G. ruber* zumeist sehr häufig vorkommt. Der geringe Trockenrückstand an organischem Material sowie das Auftreten von Hardlayers sind weitere Zeichen für hyperhaline Verhältnisse.

In diesem Bereich finden sich neben kleinwüchsigen *G. ruber* auch großwüchsige *G. sacculifer* und *G. siphonifera*. Dies deutet mit großer Wahrscheinlichkeit auf Allochthonie hin, was darauf hinweisen würde, daß die großen Individuen mit dem Einstrom aus dem Indischen Ozean während einer hyperhalinen Phase eingedriftet wurden. Alle Beobachtungen sprechen für ein hyperhalines Milieu. Es reicht von 360 - 955 cm und kann als oberes Würm-Vollglazial eingestuft werden.

Danach kann der Kern 172 P wie folgt untergliedert werden:

- 1) 0 - 360 cm = A (Holozän und Spätwürm-Vollglazial)
- 2) 361 - 955 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)

Diese Gliederung, die von der  $^{14}\text{C}$  - Datierung untermauert wird, stimmt mit der geochemischen weitgehend überein. Die biostratigraphische Gliederung des Kerns von RISCH (1974, 1976) dürfte damit als sicher gelten. Dagegen scheint m.E. ein mittleres Würm-Vollglazial, wie es von MÖLLER (1976) angenommen wurde, nicht gegeben.

Hier sollte darauf hingewiesen werden, daß die  $^{14}\text{C}$  - Altersbestimmungen von GEYH (1974) mit der mikropaläontologischen Gliederung nicht immer übereinstimmen. Bei solchen Datierungen spielen z.B. bakterielle Prozesse eine Rolle, durch die bis zu 10 % rezenter Kohlenstoff in die Kerne eingebaut werden kann (GEYH (1974)). Weiterhin dürfte das Eindringen von Plexiglassplittern in das Sediment bei der Teilung der Kerne als Kontaminationsursache gelten. Störungen, die auch zu falschen  $^{14}\text{C}$  - Altersbestimmungen führen, können bei der Sedimentation selbst vorkommen. Zu den häufigsten Ursachen gehört die Zumischung allochthonen Materials durch turbidity currents.

### 2.5.2 VA - 01 - 178 P (Abb. 2)

In diesem Kern treten die planktonischen Foraminiferen durchgehend auf. Ihre Verteilung lässt folgende Bereiche unterscheiden:

- 1) Die Foraminiferen-Arten sind im oberen Abschnitt stark reduziert. Dort herrschen kleinwüchsige Exemplare von *G. ruber* vor, während *G. sacculifer* sporadisch vorkommt; in einigen Proben fehlt er sogar völlig. Ein gegensätzliches Verhalten scheint in diesem Bereich auch zwischen *Orbulina universa* und *G. siphonifera* zu bestehen. Während *Orbulina universa* in diesem Abschnitt selten vorkommt, tritt *G. siphonifera* großwüchsig sehr häufig auf. Diese Beobachtungen sowie der geringe Trockenrückstand deuten auf hyperhaline Verhältnisse in einem Bereich, der von 0 - 220 cm reicht. Sie sprechen ebenfalls für eine Zuordnung in das obere Würm-Vollglazial.
- 2) Verglichen mit dem Hangenden und Liegenden ist dieser Abschnitt reich an Mikrofauna, wobei die planktonischen Foraminiferen den Hauptanteil ausmachen. Sie sind zumeist großwüchsig und dünnschalig. Das Zahlenverhältnis zwischen *G. sacculifer* und *G. ruber* beträgt im allgemeinen ca. 1:1. Im unteren Teilabschnitt (545 - 630 cm) zeichnet sich ein gegensätzliches Verhalten zwischen *G. siphonifera* und *Orbulina universa* ab. Der Reichtum an planktonischen Foraminiferen deutet in diesem Bereich, der von 220 - 630 cm reicht, auf euhaline Verhältnisse hin. Die gleichgewichtigen Anteile von *G. ruber* und *G. sacculifer* sprechen für das mittlere Würm-Vollglazial.
- 3) Von 630 - 950 cm tritt *G. sacculifer* weitgehend zurück, während *G. ruber*, zumeist kleinwüchsig, sehr häufig



Abb. 3: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg- Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossilien im Kern VA - 01 - 202 P.

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution of characteristic microfossils in core VA - 01 - 202 P.

VA-1-202 P

16° 36,05' N

41° 07 75' E

Wassertiefe 1879 m

Vorkommen  
 selten 1-5  
 häufig 6-10  
 sehr häufig > 10

Trockenrückstand in gr  
 0 2 4 6 8

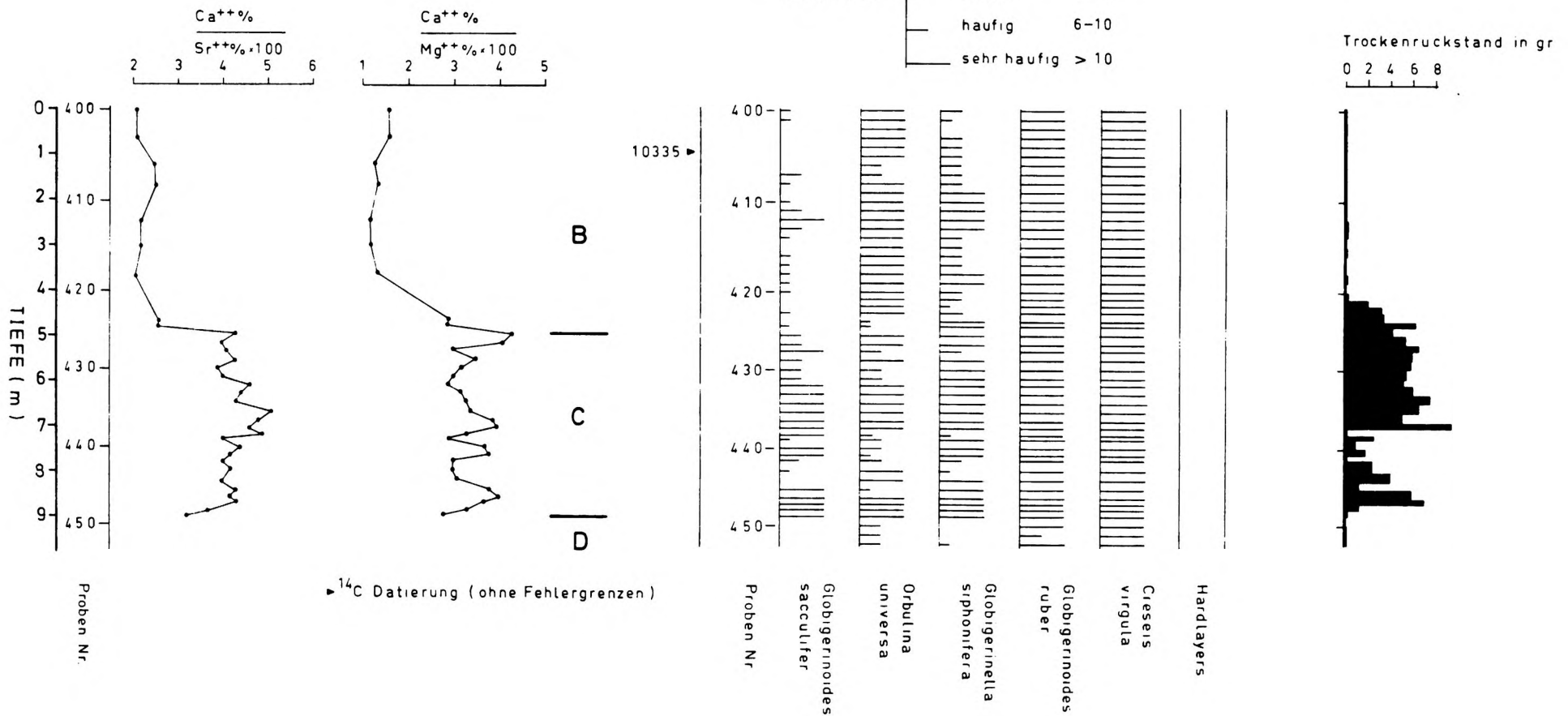
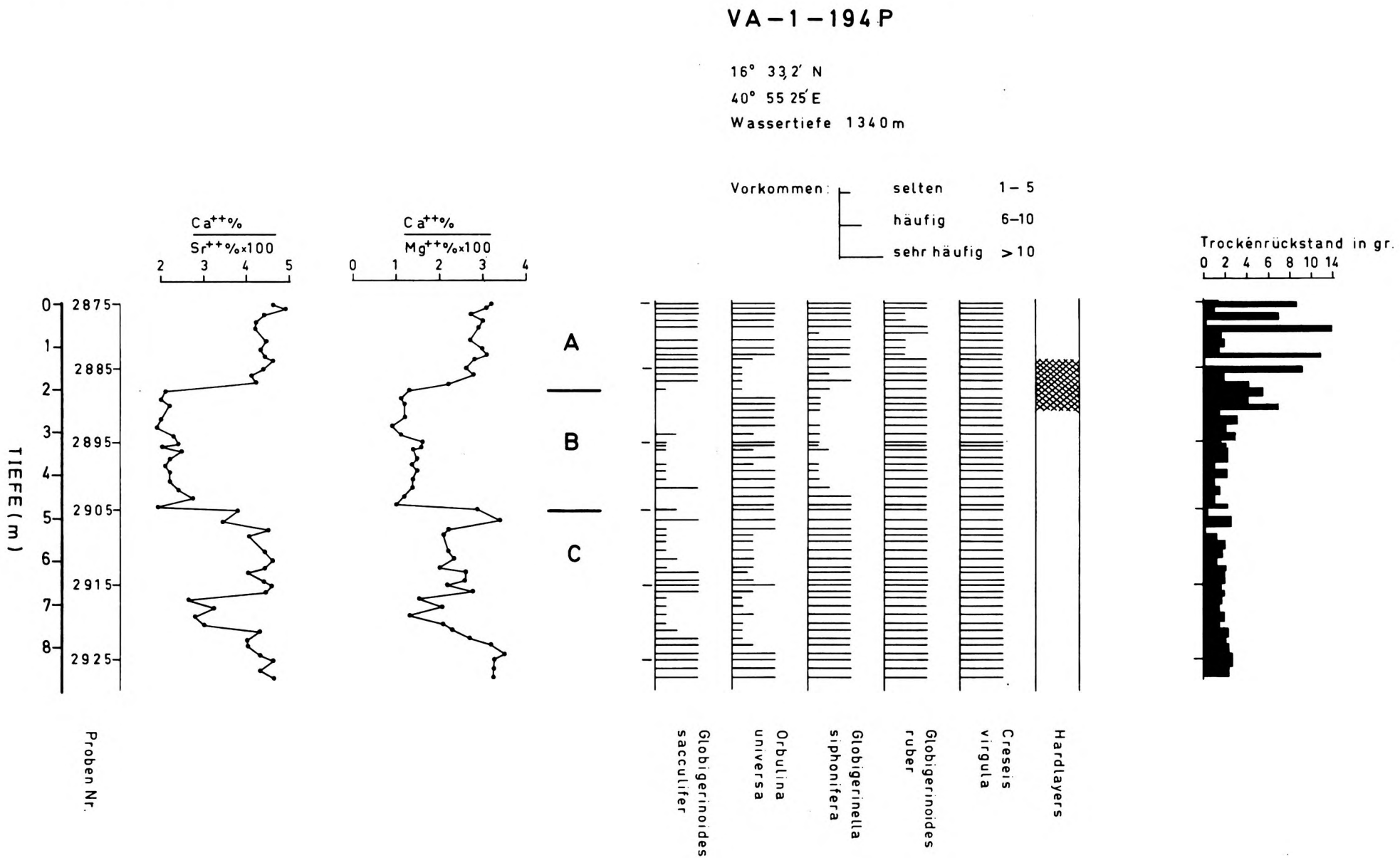


Abb. 4: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg- Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossilien im Kern VA - 01 - 194 P.

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution of characteristic microfossils in core VA - 01 - 194 P.



vorkommt. Hier nimmt die Zahl von *G. siphonifera* und *Orbulina universa* stark ab. Die Pteropoden, z.T. rekristallisiert, herrschen in vielen Proben vor. Erwähnenswert ist ein Teilabschnitt von 670 - 752 cm, in dem *G. sacculifer* und *Orbulina universa* völlig fehlen, während *G. siphonifera* selten vorkommt. Dieser Teilabschnitt dokumentiert eine extrem hyperhaline Phase, die bei 670 cm mit dem Auftreten von *G. sacculifer* beendet zu sein scheint.

Alle Anzeichen sprechen für ein hyperhalines Milieu. Sie ermöglichen ebenfalls eine Zuordnung in das untere Würm-Vollglazial.

Zusammenfassend kann der Kern 178 P wie folgt untergliedert werden:

- 1) 0 - 219 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)
- 2) 220 - 629 cm = C (mittleres Würm-Vollglazial)
- 3) 630 - 950 cm = D (unteres Würm-Vollglazial)

Die biographische Gliederung lässt sich mit den geochemischen Ergebnissen gut in Einklang bringen. Sie stimmt auch weitgehend mit der Gliederung von RISCH (1974, 1976) überein. Die stark reduzierten Foraminiferen-Arten im Abschnitt I sprechen sicherlich nicht für eine Zuordnung in das Holozän, sondern eher für das obere Würm-Vollglazial.

### 2.5.3 VA - 01 - 202 P (Abb. 3)

Die Verteilung der planktonischen Foraminiferen, die in jeder Probe anzutreffen sind, lässt folgende Bereiche unterscheiden:

- 1) Während *G. ruber* im Bereich von 0 - 449 cm vorherrscht, kommt *G. sacculifer* durchweg selten vor, in einigen Proben fehlt er völlig. Charakteristisch für diesen Abschnitt sind weiterhin die extrem niedrigen Produktionsraten an organischem Material. Diese Beobachtungen deuten auf ein hyperhalines Milieu, das während des oberen Würm-Vollglazials vorherrschte.

Durch Kerntop-Verlust fehlt in diesem Kern das Holozän. Möglicherweise ist auch das Fehlen der Hardlayers im oberen Würm-Vollglazial darauf zurückzuführen.

- 2) Die planktonischen Foraminiferen machen in diesem Bereich die Hauptmasse des Planktons aus. Sie sind großwüchsig und dünnchalig. Der Reichtum an Foraminiferen wird von geringmächtigen Abschnitten, in denen *G. sacculifer* stark zurücktritt oder völlig fehlt, unterbrochen. Dagegen kommt *G. siphonifera* durchgehend sehr häufig vor. Die Verteilung der planktonischen Foraminiferen lässt in diesem Bereich mehrere Teilabschnitte unterscheiden, die für das mittlere Würm-Vollglazial charakteristisch sind. Nach der Häufigkeit von *G. siphonifera* reicht dieser Bereich, in dem zumeist euhaline Verhältnisse vorherrschten, von 450 - 900 cm und kann dem mittleren Würm-Vollglazial zugerechnet werden.
- 3) In diesem Abschnitt fehlen *G. sacculifer* und *G. siphonifera* völlig, während *G. ruber* kleinwüchsig häufig bis sehr häufig vorkommt. Diese Beobachtung sowie die geringen Produktionsraten an organischem Material sprechen für ein hyperhalines Milieu. Sie deuten ebenfalls auf eine Zuordnung in das untere Würm-Vollglazial, dessen Ablagerungen von 900 bis mindestens 960 cm reichen.

Zusammenfassend kann der Kern 202 P wie folgt untergliedert werden:

- 1) 0 - 449 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)
- 2) 450 - 899 cm = C (mittleres Würm-Vollglazial)
- 3) 900 - 960 cm = D (unteres Würm-Vollglazial)

Die biostratigraphische Gliederung des Kerns lässt sich mit den geochemischen Untersuchungen gut in Einklang bringen. Sie stimmt auch mit der Gliederung von RISCH (1974, 1976) weitgehend überein. Das Holozän, das nach der <sup>14</sup>C - Datierung von GEYH (1974) durch die oberen 125 cm repräsentiert sein sollte, kann nach der Verteilung der planktonischen Foraminiferen sowie nach den geochemischen Daten nicht angenommen werden.

### 2.5.4 VA - 01 - 194 P (Abb. 4)

Auch in diesem Kern sind -- wie bei den zuvorbesprochenen Kernen schon festgestellt wurde -- die planktonischen Foraminiferen überall anzutreffen. Nach ihrer Verteilung kann der Kern wie folgt untergliedert werden:

- 1) Im Abschnitt 0 - 206 cm sind planktonische Foraminiferen-Arten reichlich vorhanden. Sie treten großwüchsig und dünnchalig auf. Das Zahlenverhältnis ist in diesem Abschnitt eindeutig zugunsten von *G. sacculifer* verschoben, wodurch die biostratigraphische Einstufung ins Holozän begründet wird.

Abb. 5: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg-Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossilien im Kern 198 P.

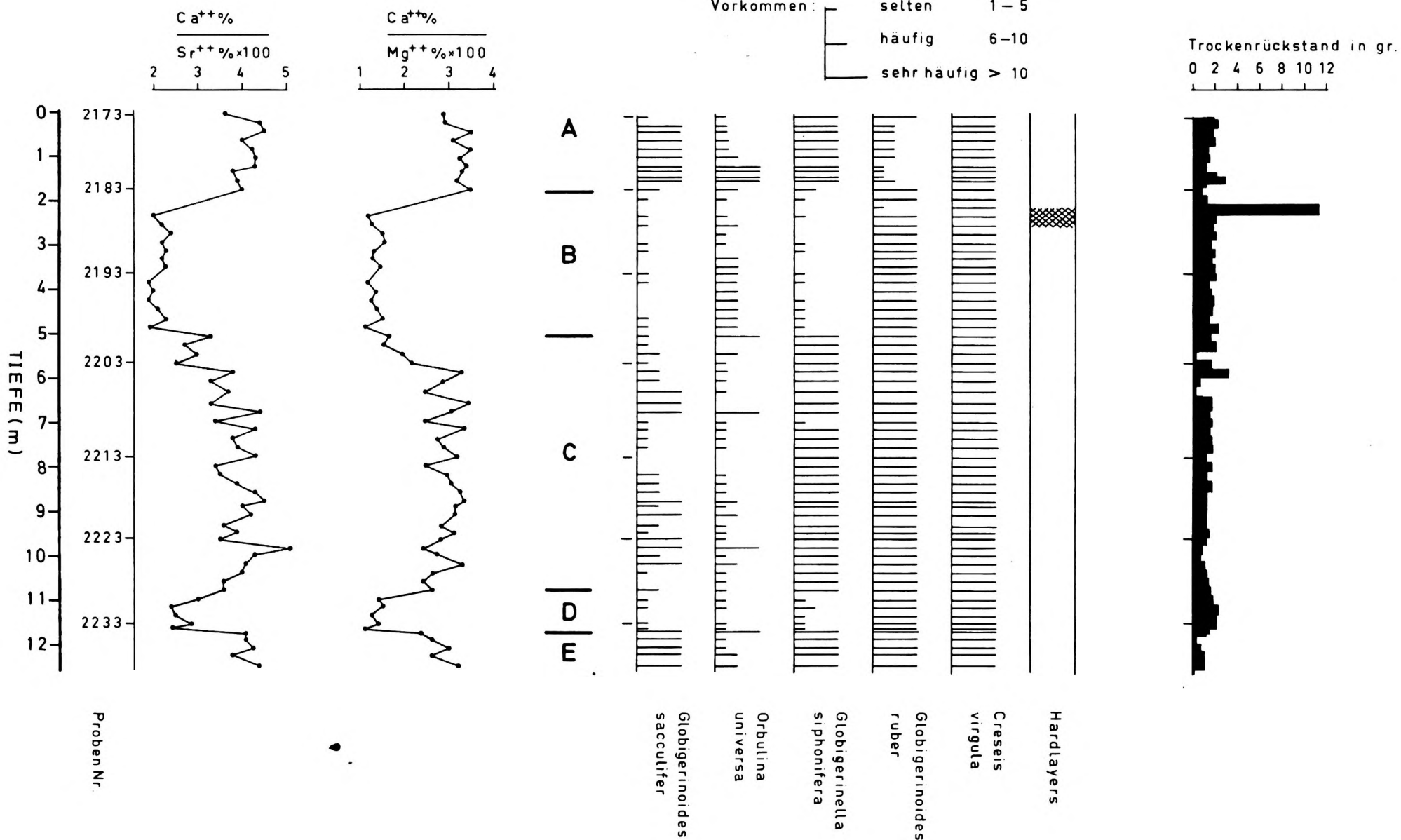
VA-1-198 P

16° 42,55' N

41° 11,9' E

Wassertiefe 863 m

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution characteristic microfossils in core 198 P.



Beachtenswert ist der Teilabschnitt 135 - 206 cm, in dem *G. saeculifer* im Hardlayer massenhaft vorkommt. Mit Eindriften dieser Foraminiferen aus dem offenen Ozean kann man diesen Befund nicht erklären. Es ist anzunehmen, daß die Individuen autochthon sind (s. Kapitel 3).

- 2) Charakteristisch für diesen Bereich ist die stark reduzierte Zahl der Foraminiferen-Arten. Hierbei herrscht *G. ruber* vor. Zum Hangenden hin zeichnet sich eine allmähliche Abnahme von *G. saeculifer* bis zum völligen Fehlen im oberen Teilabschnitt (207 - 290 cm) ab. Diese Beobachtungen sowie das Vorkommen von Hardlayers deuten in diesem Bereich auf hyperhaline Verhältnisse, die im oberen Würm-Vollglazial, das von 206 - 434 cm reicht, vorherrschten.
- 3) Die Verteilung der untersuchten Foraminiferen-Arten weist in diesem Bereich im allgemeinen Häufigkeitsunterschiede auf, die für das mittlere Würm-Vollglazial charakteristisch sind. In dem einen Teilabschnitt kommen sie mit *G. saeculifer*, *Orbulina universa*, *G. siphonifera* und *G. ruber* sehr häufig, großwüchsig und dünnchalig vor, während ihre Artenzahl in dem anderen stark reduziert wird. Im allgemeinen herrscht jedoch *G. ruber* vor, während *G. siphonifera* in einigen Proben den Hauptanteil ausmacht. Die Unterschiede in der Verteilung der planktonischen Foraminiferen in diesem Bereich dürften mit Salinitätsschwankungen erklärt werden.

Alle Anzeichen sprechen für ein Milieu, in dem zumeist euhaline Verhältnisse vorherrschten. Sie sprechen ebenfalls für eine Zuordnung in das mittlere Würm-Vollglazial, das sich von 434 - 875 cm erstreckt.

Geht man von der bisher in zwei benachbarten Kernen begründeten Annahme aus (vgl. Kapitel 2.5.4), daß *G. saeculifer* im unteren Würm-Vollglazial infolge erhöhter Salinität völlig fehlt, so stellt der von RISCH (1974, 1976) dem unteren Würm-Vollglazial zugeordnete Bereich von 690 - 765 cm evtl. nur einen Teilabschnitt des mittleren Würm-Vollglazials dar.

Zusammenfassend kann der Kern 194 P wie folgt untergliedert werden:

- 1) 0 - 206 cm = A (Holozän und Spätwürm-Vollglazial)
- 2) 207 - 434 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)
- 3) 435 - 875 cm = C (mittleres Würm-Vollglazial)

Die biostratigraphische Gliederung stimmt mit der geochemischen sehr gut überein. Dagegen weicht sie, wie oben erwähnt wurde, von der Gliederung von RISCH (1974, 1976) zum Teil ab.

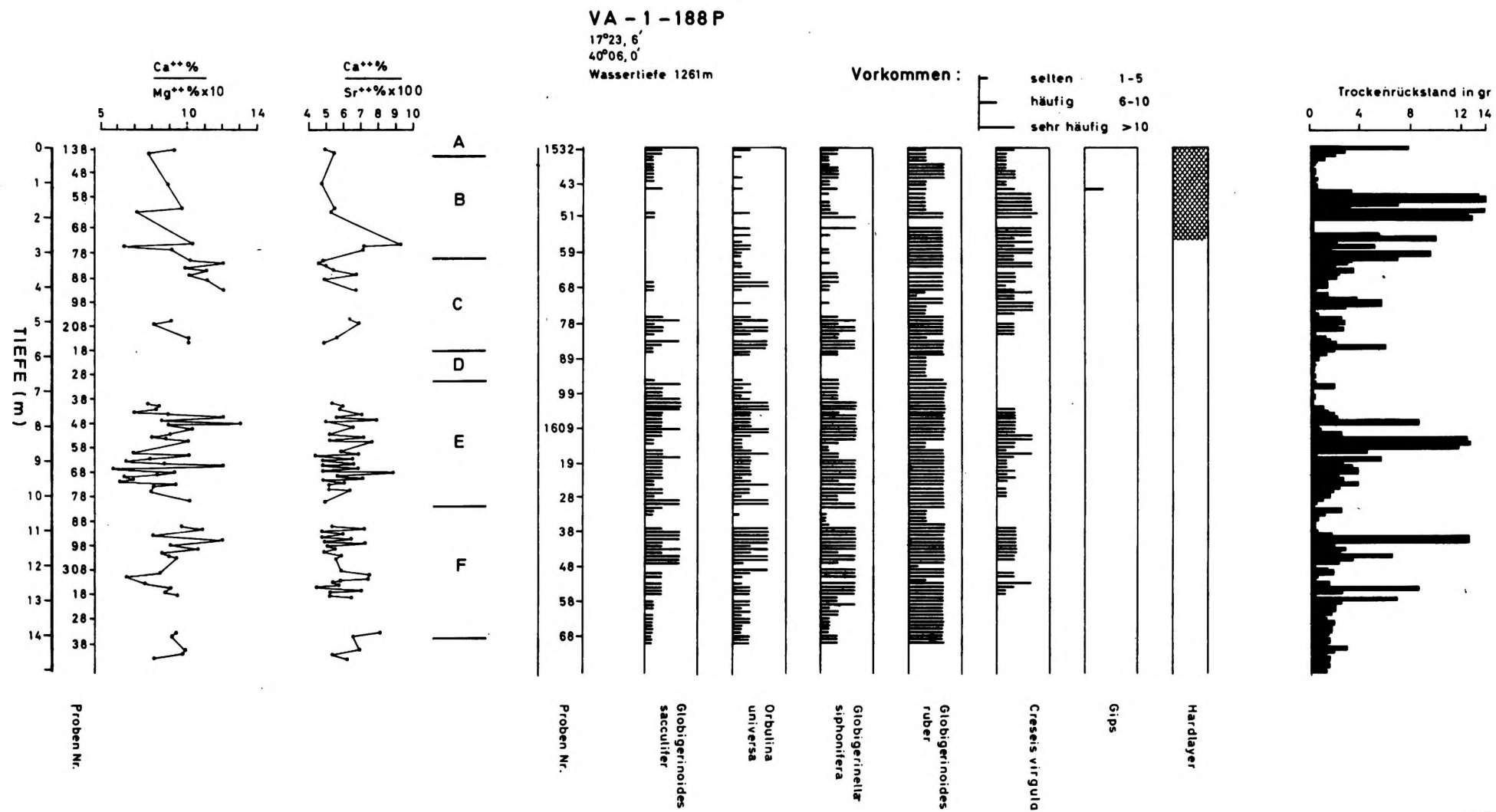
#### 2.5.5 VA - 01 - 198 P (Abb. 5)

Die planktonischen Foraminiferen sind in jeder Probe dieses Kerns anzutreffen. Nach ihrer Verteilung wurden fünf Bereiche abgegrenzt:

- 1) Die untersuchten Foraminiferen-Arten sind in diesem Abschnitt, der von 0 - 177 cm reicht, sehr häufig anzutreffen. Sie sind großwüchsig, dünnchalig und machen die Hauptmasse des Planktons aus. Weiterhin ist festzustellen, daß *G. saeculifer* eindeutig häufiger vorkommt als *G. ruber*, während aber *G. siphonifera* in einigen Proben vorherrscht. Alle Anzeichen sprechen für euhalines Milieu. Sie sprechen ebenfalls für eine Zuordnung in das Holozän.
- 2) In diesem Abschnitt (177 - 484 cm) sind die planktonischen Foraminiferen zumeist kleinwüchsig und z.T. rekrystallisiert. Während *G. ruber* hier sehr häufig vorkommt, treten *G. saeculifer* und *G. siphonifera* stark zurück, in vielen Proben fehlen sie völlig. Die Pteropoden machen z.T. die Hauptmasse des Planktons aus. Diese Beobachtungen sowie das Vorkommen von Hardlayers im oberen Abschnitt deuten auf ein hyperhalines Milieu. Sie sprechen auch für eine Zuordnung in das obere Würm-Vollglazial.
- 3) Zieht man die Verteilung von *G. saeculifer* und *G. ruber* in Betracht, so lassen sich in dem Bereich von 484 - 1076 cm mehrere Teilabschnitte unterscheiden, die nach bisherigen Erkenntnissen für das mittlere Würm-Vollglazial charakteristisch sind. Entsprechend den einzelnen Teilabschnitten treten die untersuchten Foraminiferen-Arten entweder selten und kleinwüchsig oder sehr häufig und großwüchsig auf. Die Pteropoden sind z.T. rekrystallisiert. Erwähnenswert in diesem Abschnitt ist das gegensätzliche Verhalten von *G. siphonifera* und *Orbulina universa*. Während *G. siphonifera* durchgehend sehr häufig vorkommt, tritt *Orbulina universa* zumeist selten auf. Demnach wurde die Grenze zum Liegenden mit der tiefsten Probe, in der *G. siphonifera* sehr häufig vorkommt, gezogen. Die Grenze zum Hangenden (oberes Würm-Vollglazial) liegt da, wo *G. siphonifera* wiederum selten auftritt.
- 4) Der Übergang zu diesem Bereich (1076 - 1161 cm) vollzieht sich allmählich. Während *G. saeculifer* stark zurücktritt und z.T. völlig fehlt, kommt *G. ruber* kleinwüchsig und sehr häufig vor. Im Gegensatz zum Liegen-

Abb. 6: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg- Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossil-en im Kern VA- 01 - 188 P.

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution of characteristic microfossils in core VA - 01 - 188 P.



den und Hangenden ist *G. siphonifera* in diesem Abschnitt nahezu verschwunden. Die stark reduzierte Individuenzahl von *G. sacculifer* und die kleinwüchsigen *G. ruber* sprechen in diesem Bereich für hyperhaline Verhältnisse. Sie erlauben ebenfalls eine Zuordnung in das untere Würm-Vollglazial.

- 5) In diesem Abschnitt von 1161 - 1244 cm treten großwüchsige und dünnschalige planktonische Foraminiferen sehr häufig auf, ähnlich wie im Holozän. Bei näherer Betrachtung stellt man jedoch fest, daß *G. ruber* meist häufiger vorkommt als *G. sacculifer*. Das Zahlenverhältnis beträgt zwischen beiden Arten ca. 1:1, während *G. sacculifer* in holozänen Sedimenten ca. 50 % und *G. ruber* nur ca. 10 % der planktonischen Foraminiferen ausmachen. Beachtenswert ist auch die Seltenheit von *Orbulina universa*, während *G. siphonifera* durchgehend sehr häufig vorkommt. Berücksichtigt man die Verteilung der untersuchten Arten im Hangenden, so dürfte dieser Abschnitt dem Würm-Frühglazial zugeordnet werden.

Zusammenfassend wird der Kern 198 P wie folgt untergliedert:

- 1) 0 - 177 cm = A (Holozän und Spätwürm-Vollglazial)
- 2) 178 - 484 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)
- 3) 485 - 1076 cm = C (mittleres Würm-Vollglazial)
- 4) 1077 - 1161 cm = D (unteres Würm-Vollglazial)
- 5) 1162 - 1244 cm = E (Würm-Frühglazial)

Die biostratigraphische Gliederung lässt sich mit der geochemischen gut in Einklang bringen. Auch die  $^{14}\text{C}$  - Altersangaben von GEYH (1974) lassen sich in diese Gliederung einfügen. Dagegen weicht sie von der Gliederung von RISCH (1974, 1976) und C. MÜLLER (1976) zum Teil ab. Beide Verfasser beschränken die Gliederung des Kerns auf das Holozän, oberes und mittleres Würm-Vollglazial. Die Verteilung der untersuchten Foraminiferen-Arten lässt dagegen m.E. eine Gliederung zu, in der das untere Würm-Vollglazial und das Würm-Frühglazial vertreten sind.

#### 2.5.6 VA - 01 - 188 P (Abb. 6)

Die planktonischen Foraminiferen sind in jeder Probe anzutreffen. Die Gliederung des Kerns ist besonders schwierig, zumal sich aus den Strontiumwerten keine brauchbare Gliederung ergibt.

Als weitere Erschwerung erwiesen sich die  $^{14}\text{C}$  - Altersangaben, die im oberen Teil des Kerns auf eine Umlagerung hindeuten. Die Verteilung der untersuchten Foraminiferen-Arten lässt folgende Bereiche unterscheiden

- 1) Die untersuchten planktonischen Foraminiferen treten in diesem Bereich, der von 0 - 14 cm reicht, massenhaft auf, während die Pteropoden, wie schon im oberen Teil des Liegenden, zurücktreten. Diese Beobachtungen, die sich nur auf zwei Proben stützen, führten zur Annahme, daß es sich hierbei um Holozän handelt.
- 2) In dem Abschnitt von 14 - 339 cm herrschen die Pteropoden, zumeist rekristallisiert und bis zu einigen mm groß, vor. Unter den planktonischen Foraminiferen dominiert *G. ruber*, während *G. sacculifer*, *G. siphonifera* und *Orbulina universa* stark zurücktreten oder, wie in einigen Proben festgestellt wurde, völlig fehlen. Alle Anzeichen, auch das Vorkommen der Hardlayers, deuten auf hyperhaline Verhältnisse.

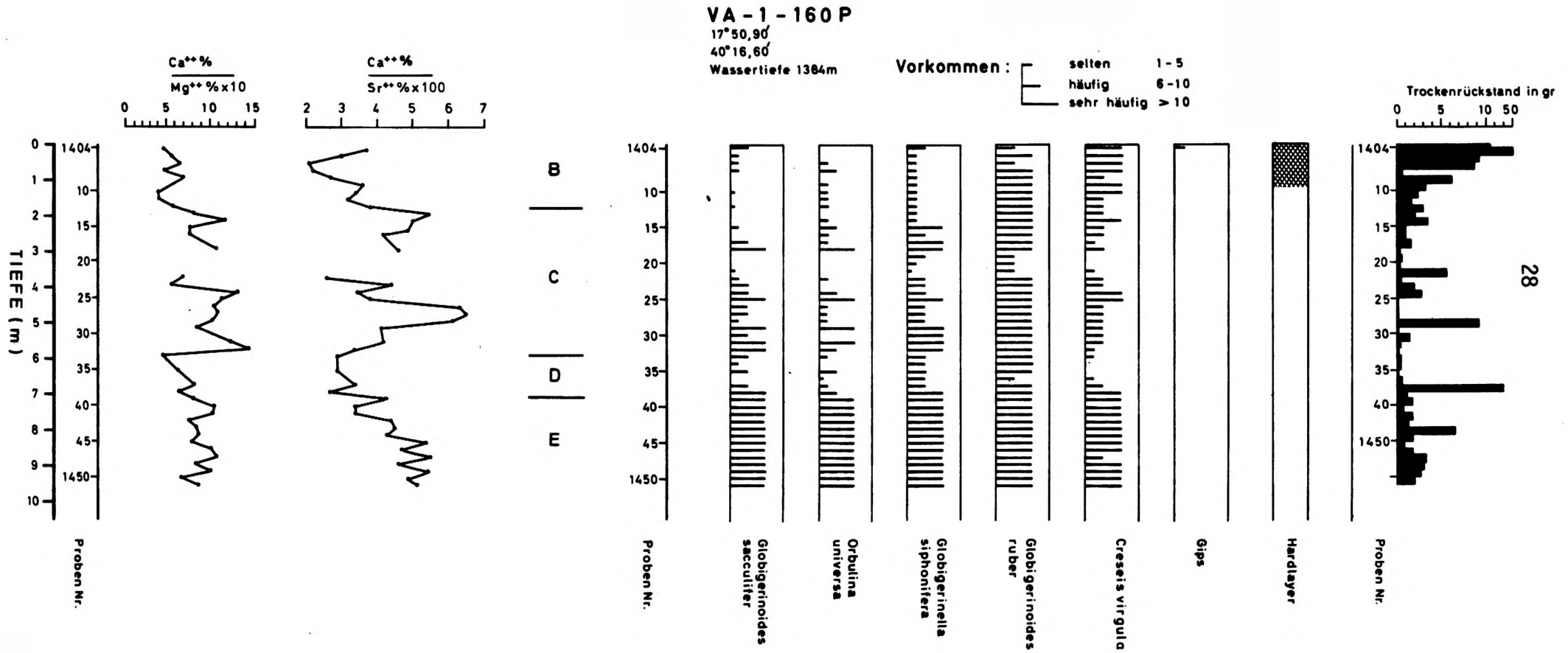
In der Probe Nr. 1544 wurde bei 125 cm Gips festgestellt. Das häufige Vorkommen der planktonischen Foraminiferen gerade in dieser Probe spricht für euhaline Verhältnisse und damit gegen eine direkte Ausfällung infolge erhöhter Salinität aus dem Meerwasser.

Eigenen Untersuchungen zufolge (s. Kapitel 3), konnte das Löslichkeitsprodukt von Gips im oberen Würm-vollglazial, das in diesem Abschnitt repräsentiert wird, nicht erreicht werden. Das häufige Vorkommen planktonischer Foraminiferen mit Gips dürfte mit Umlagerung erklärt werden.

- 3) Die Häufigkeit der untersuchten planktonischen Foraminiferen unterliegt in diesem Bereich gewissen Schwankungen, die mit Salinitätsänderungen erklärt werden können. Überall herrscht *G. ruber* vor, während *G. sacculifer* häufig bis selten auftritt, in vielen Proben fehlt sie völlig. Beachtenswert ist der Teilabschnitt zwischen 400 und 485 cm, in dem *G. sacculifer*, *G. siphonifera* und *Orbulina universa* infolge extrem hyperhaliner Verhältnisse völlig fehlen. Die Grenzziehung zum Hangenden wurde in erster Linie nach der Häufigkeit von *G. siphonifera* durchgeführt. Demzufolge reicht dieser Bereich von 399 - 590 cm und kann dem mittleren Würm-Vollglazial zugerechnet werden.
- 4) Charakteristisch für diesen Abschnitt sind in erster Linie die niedrigen Produktionsraten an organischem Material. In der untersuchten Mikrofauna finden sich hier nur kleinwüchsige und dünnschalige *G. ruber*, während *G. sacculifer*, *G. siphonifera* und *Orbulina universa* völlig fehlen. Bemerkenswert ist in diesem Bereich auch das Fehlen der Pteropoden. Ein Übergang zu diesem Sektor, in dem hyperhaline Verhältnisse ge-

Abb. 7: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg- Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossilien im Kern VA - 01 - 160 P.

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution of characteristic microfossils in core VA - 01 - 160 P.





herrscht haben müssen, konnte nicht festgestellt werden. Alle Anzeichen deuten in diesem Bereich, der von 590 - 664 cm reicht, auf eine Zuordnung in das untere Würm-Vollglazial.

- 5) Hier treten die untersuchten Foraminiferen-Arten massenhaft auf, wobei *G. ruber* im allgemeinen vorherrscht. Sie sind großwüchsig und dünnchalig. Im oberen Teil fehlen dagegen die Pteropoden völlig. Die Beobachtungen deuten auf ein euhalines Milieu. Die Grenze zum Liegenden wurde dort gezogen, wo *G. siphonifera* plötzlich sehr häufig vorkommt. Dagegen markiert die Probe, in der *G. siphonifera* völlig fehlt, die Grenze zum untersten Würm-Vollglazial im Hangenden. Danach reicht dieser Abschnitt von 664 - 1029 cm und kann dem Würm-Frühglazial zugerechnet werden.
- 6) Von 1029 - 1410 cm dominieren die planktonischen Foraminiferen, wobei *G. ruber*, zumeist kleinwüchsig und dickschalig, vorherrscht. Hier lassen sich auch mehrere Teilabschnitte unterscheiden, die mit großer Wahrscheinlichkeit auf Salinitätsschwankungen zurückzuführen sind. Dieser Abschnitt, in dem zumeist euhaline Verhältnisse vorherrschten, dürfte dem Riss-Würm-Interglazial zuzuordnen sein. Der Teilabschnitt zwischen 1290 und 1410 cm, in dem die Pteropoden infolge einer möglichen Auflösung völlig fehlen, scheint ein Übergang zum euhalinen Milieu zu sein und kann daher zum Hangenden (Würm-Frühglazial) gerechnet werden.

Zusammenfassend kann der Kern 188 P wie folgt untergliedert werden:

- 1) 0 - 14 cm = A (Holozän und Spätwürm-Vollglazial)
- 2) 15 - 339 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)
- 3) 340 - 589 cm = C (mittleres Würm-Vollglazial)
- 4) 590 - 664 cm = D (unteres Würm-Vollglazial)
- 5) 665 - 1029 cm = E (Würm-Frühglazial)
- 6) 1030 - 1410 cm = F (Riss-Würm-Interglazial)

Die Gliederung stimmt mit der von RISCH (1974, 1976) und SCHOELL & RISCH (1976) weitgehend überein. Festzuhalten bleibt jedoch, daß die Hardlayers bis in das unsichere Holozän reichen. Eine Umlagerung im oberen Teil des Kerns, wie es anhand der  $^{14}\text{C}$  - Altersangaben zu vermuten ist, konnte nur in einer Probe bei 125 cm bestätigt werden (s. Bereich 2, oberes Würm-Vollglazial).

#### 2.5.7 VA - 01 - 160 P (Abb. 7)

In diesem Kern sind die untersuchten planktonischen Foraminiferen in jeder Probe anzutreffen. Ihre Verteilung läßt folgende Bereiche unterscheiden:

- 1) Trotz der reduzierten Artenzahl der planktonischen Foraminiferen machen sie die Hauptmasse des Planktons aus. Sie sind kleinwüchsig und zumeist dickschalig. Hierbei fehlt *G. sacculifer* in den meisten Proben völlig, während *G. siphonifera* und *Orbulina universa* nur selten anzutreffen sind. Ein weiteres Indiz für hyperhaline Verhältnisse sind die Hardlayers im oberen Teil dieses Bereiches. Gipse wurden in einer Probe am Top des Kerns, wo *G. sacculifer* und *G. siphonifera* häufig vorkommen, gefunden (s. Abb. 7). Diese Befunde konnten wie in 188 P mit Umlagerung erklärt werden. Sie sprechen eindeutig für hyperhaline Verhältnisse und eine Einordnung in das obere Würm-Vollglazial, das damit von 0 - 209 cm reicht.
- 2) Hier treten die untersuchten planktonischen Foraminiferen massenhaft auf. Die euhalinen Verhältnisse, die in diesem Bereich vorherrschten, wurden von einer hyperhalinen Phase in dem Teilabschnitt, in dem die planktonischen Foraminiferen mit kleinwüchsigen und z.T. dickschaligen Exemplaren von *G. ruber* auftreten, unterbrochen. *G. sacculifer* und *Orbulina universa* sind zumeist selten anzutreffen. Dieser Teilabschnitt, der auch in anderen Kernen zu beobachten ist, tritt in diesem und im Kern 188 P besonders hervor, was mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine Zunahme der Salinität nach Norden hin zurückzuführen ist.

Alle Anzeichen sprechen für ein euhalines Milieu. Sie erlauben ebenfalls eine Einordnung in das mittlere Würm-Vollglazial, das damit von 209 - 569 cm reicht.

- 3) Dieser Abschnitt erstreckt sich von 569 - 669 cm und ist durch eine stark reduzierte Artenzahl gekennzeichnet. Hierbei dominieren kleinwüchsige Exemplare von *G. ruber*, während *G. sacculifer*, *G. siphonifera* und *Orbulina universa* zumeist großwüchsig sind und häufig bis selten vorkommen. In einigen Proben fehlen sie völlig. Weiterhin wird dieser Bereich durch die niedrigen Produktionsraten sowie durch das Fehlen bzw. sehr seltene Vorkommen der Pteropoden charakterisiert. Diese Beobachtungen lassen ein hyperhalines Milieu erwarten und damit eine Zuordnung in das untere Würm-Vollglazial zu.
- 4) Charakteristisch für diesen Abschnitt ist der Reichtum an planktonischen Foraminiferen. Das Zahlen-Verhältnis zwischen *G. ruber* und *G. sacculifer* beträgt hier ca. 1:1. Im allgemeinen treten großwüchsige und

Abb. 8: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg- Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossilien im Kern VA- 01 - 141 P.

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution of characteristic microfossils in core VA - 01 - 141 P.

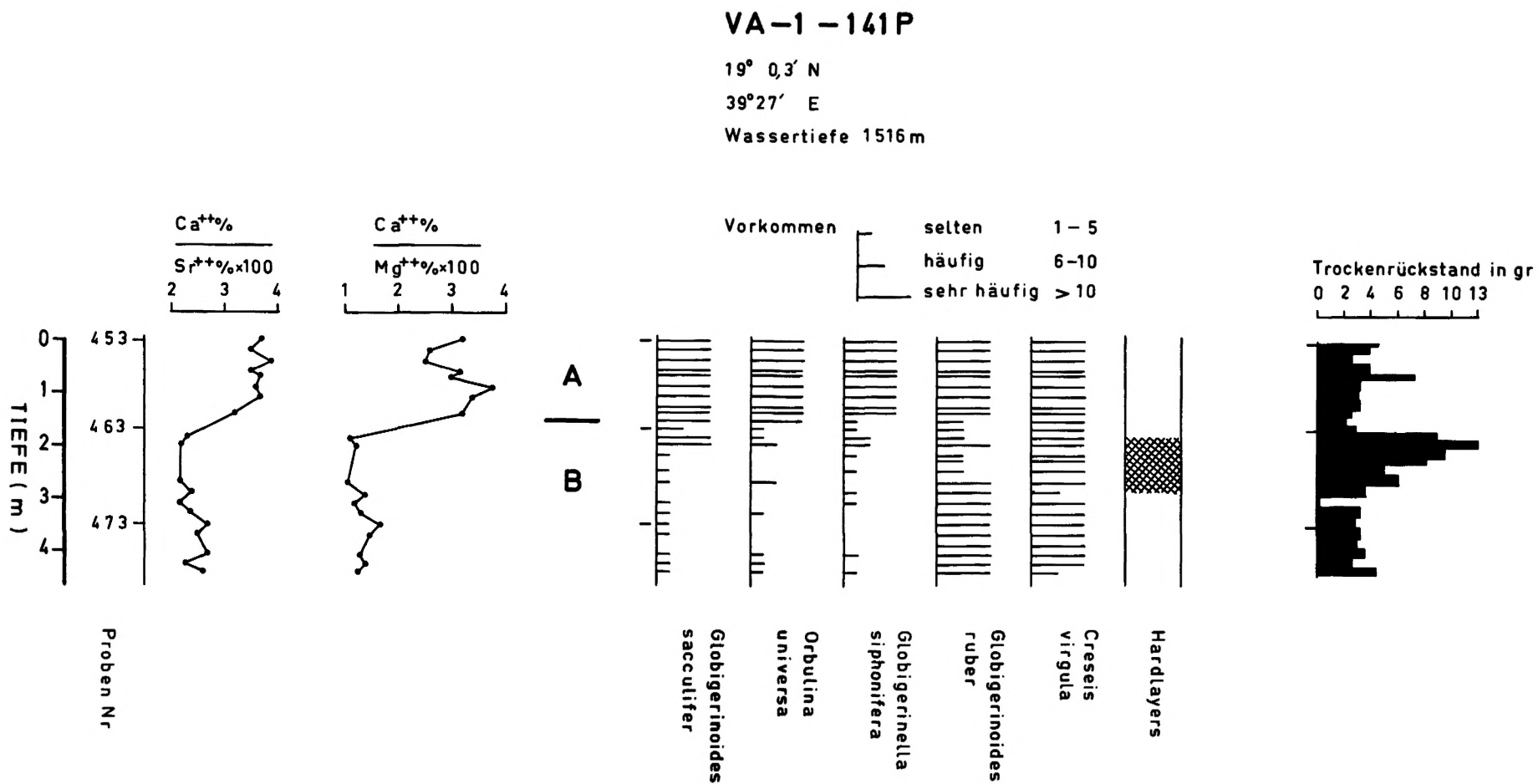
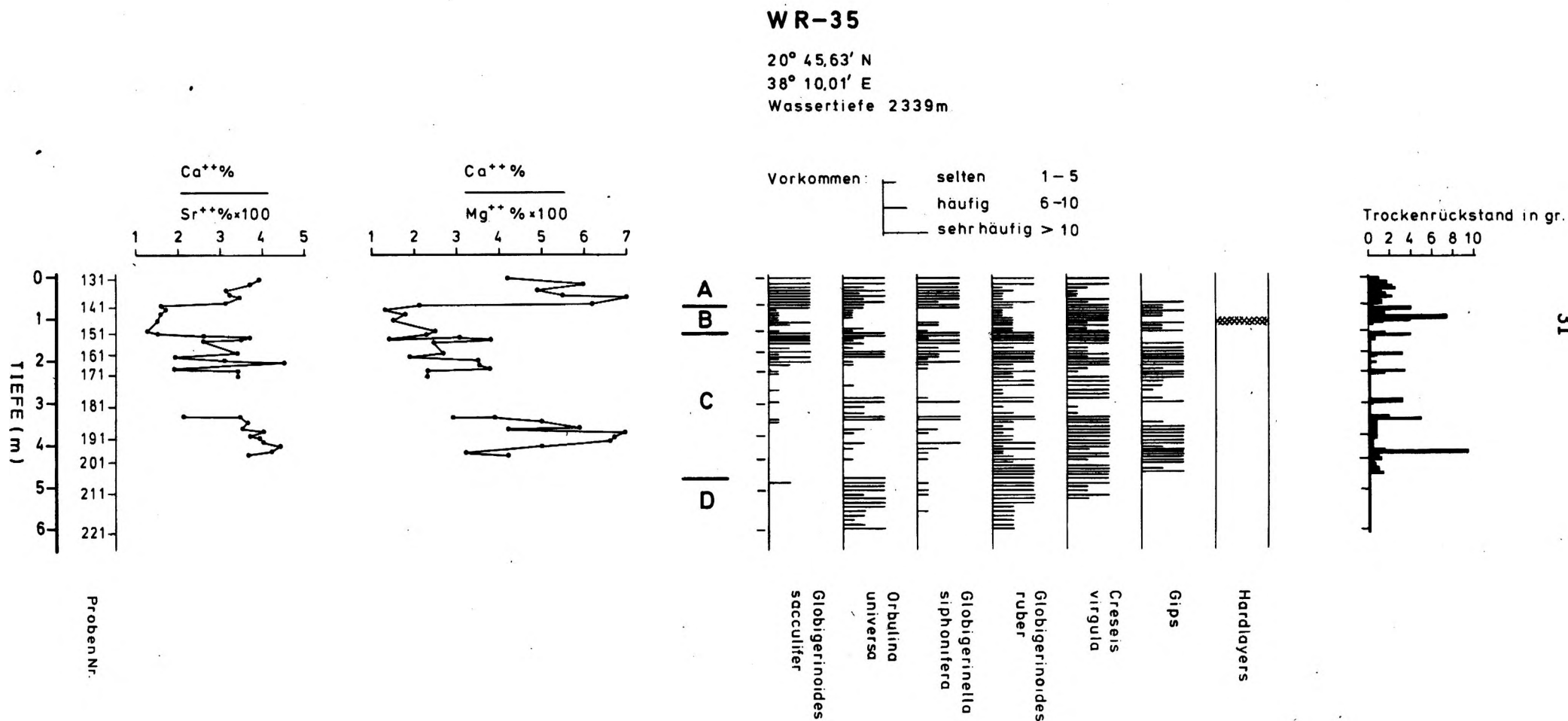


Abb. 9: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg- Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossilien im Kern WR - 35.

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution of characteristic microfossils in core WR - 35.



dünnschalige Formen auf, wobei an der Basis *G. ruber* zumeist kleinwüchsig vorkommt. Die Befunde deuten auf anhaltende euhaline Verhältnisse in einem Bereich von 669 - 950 cm, der dem Würm-Frühglazial zugeordnet werden kann.

Zusammenfassend lässt sich der Kern 160 P wie folgt untergliedern:

- 1) 0 - 209 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)
- 2) 210 - 569 cm = C (mittleres Würm-Vollglazial)
- 3) 570 - 669 cm = D (unteres Würm-Vollglazial)
- 4) 670 - 950 cm = E (Würm-Frühglazial)

Die biostratigraphische Gliederung lässt sich mit der geochemischen gut in Einklang bringen. Sie stimmt auch mit der Gliederung von RISCH (1974, 1976) weitgehend überein.

#### 2.5.8 VA - 01 - 141 P (Abb. 8)

Die Verteilung der untersuchten Foraminiferen-Arten lässt zwei Bereiche unterscheiden:

- 1) Hier treten die planktonischen Foraminiferen großwüchsig und z.T. dickschalig mit *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinella siphonifera*, *Orbulina universa* und *Globigerinoides ruber* massenhaft auf. *G. sacculifer* ist eindeutig häufiger als *G. ruber*. Demnach dürfte dieser Abschnitt, in dem euhaline Verhältnisse durchgehend vorherrschten, dem Holozän zugeordnet werden. Es reicht von 0 - 169 cm.
- 2) Dieser Bereich umfasst eine Sedimentfolge von 169 - 440 cm und ist durch eine Armut von *G. sacculifer*, *G. siphonifera* und *Orbulina universa* gekennzeichnet. *G. ruber*, zumeist kleinwüchsig, macht die Hauptmasse der planktonischen Foraminiferen aus. In einigen Proben ist von den untersuchten Foraminiferen-Arten sogar nur *G. ruber* anzutreffen. Im allgemeinen herrschen jedoch die Pteropoden, vertreten durch die Gattung *Creseis*, auch hier vor. Ein weiteres Anzeichen für hyperhaline Verhältnisse sind die Hardlayers. Diese Indizien sprechen für eine Zuordnung in das obere Würm-Vollglazial.

Zusammenfassend kann der Kern 141 P wie folgt untergliedert werden:

- 1) 0 - 169 cm = A (Holozän und Würm-Spätglazial)
- 2) 170 - 440 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)

Diese Gliederung stimmt mit den geochemischen Befunden gut überein. Ein mittleres Würm-Vollglazial, wie es von RISCH (1974, 1976) und MÖLLER (1976) angenommen wurde, dürfte nach der Verteilung der untersuchten Foraminiferen-Arten, zumal an der Basis des oberen Würm-Vollglazials sich keine Zunahme der Individuen-Zahl bzw. keine Häufigkeitsveränderungen der Foraminiferen abzeichnet, nicht vorhanden sein.

#### 2.5.9 WR - 35 (Abb. 9)

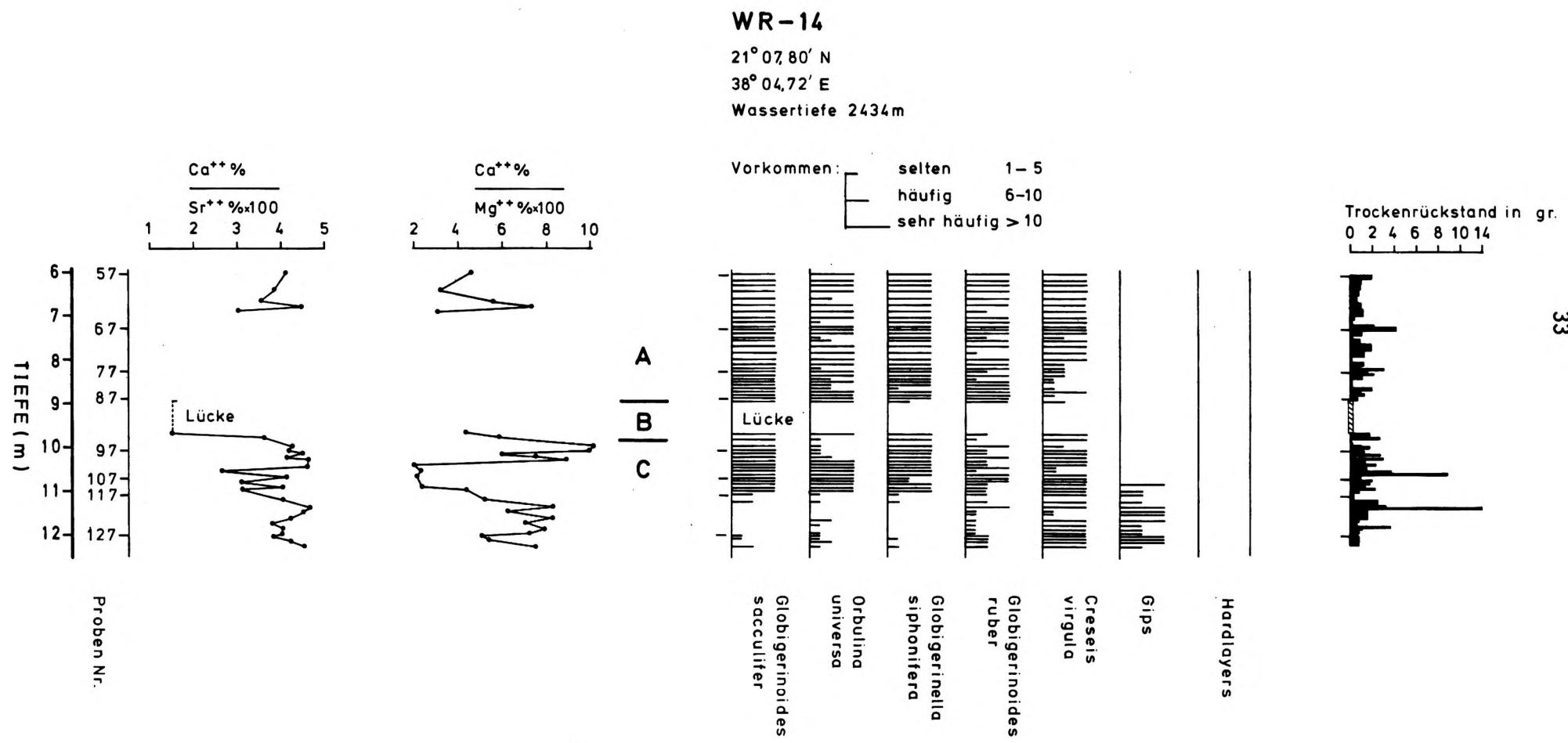
In fast allen Proben sind planktonische Foraminiferen anzutreffen. In einigen Proben, wo sie nur durch je ein Exemplar von *G. ruber* vertreten werden (350 - 360 cm und 413 - 416 cm), muss man dagegen von einem völligen Fehlen des Planktons ausgehen. Eine Gliederung des Kerns erwies sich auf jeden Fall als schwierig, zumal die Verteilung der untersuchten Foraminiferen-Arten im Kern keine wesentlichen Unterschiede aufweist.

Folgende Bereiche konnten abgetrennt werden:

- 1) Charakteristisch für diesen Abschnitt, der sich vom Liegenden gut abgrenzen lässt, ist das massenhafte Auftreten aller untersuchten Foraminiferen-Arten. Sie sind großwüchsig und dünnschalig. *G. sacculifer* kommt eindeutig häufiger vor als *G. ruber*. Gipse treten nur in einer Probe (57 - 61 cm) auf.  
Die Zusammensetzung sowie die Häufigkeit der untersuchten planktonischen Foraminiferen sprechen für ein euhalines Milieu, das dem Holozän zugeordnet werden kann.
- 2) Die Artenzahl der planktonischen Foraminiferen ist in diesem Bereich stark reduziert. Rekrystallisierte Pteropoden herrschten zumeist vor. In den Hardlayers kommt *G. sacculifer* in zwei Proben sehr häufig vor. Diese Befunde deuten auf hyperhaline Verhältnisse, die während der Ablagerung eines Bereiches von 71 - 125 cm andauerten. Eine Einstufung in das obere Würm-Vollglazial ist zu vertreten.
- 3) Diese Sektion umfasst eine Sedimentfolge von 130 - 389 cm und wird durch mehrere Teilbereiche gekennzeichnet. Im allgemeinen überwiegen hier die planktonischen Foraminiferen. Dagegen dominieren in Abschnitten, wo ihre Artenzahl reduziert ist, die Pteropoden. Extrem hohe Salinität scheint im Teilabschnitt zwischen 205 und 290 cm geherrscht zu haben. Hier sind die planktonischen Foraminiferen fast nur von kleinwüchsigen *G. ruber* vertreten. Wie im Liegenden machen in vielen Proben Gipse die Hauptmasse des

Abh. 10: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg- Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossilien im Kern WR - 14.

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution of characteristic microfossils in core WR - 14.



Materials aus. Es kann angenommen werden, daß in diesem Bereich, der dem mittleren Würm-Vollglazial zugeordnet wird, euhaline Verhältnisse weitgehend vorherrschten.

- 4) Während die Pteropoden zumeist unverändert in diesem Bereich vorherrschen, sind die planktonischen Foraminiferen fast nur durch *G. ruber* vertreten. In vielen Proben machen Gipse die Hauptmasse des Materials aus. Zum Hangenden (mittleres Würm-Vollglazial) hin zeigt die Faunenzusammensetzung keine wesentlichen Veränderungen, wodurch eine Grenzziehung besonders erschwert wird. Alle Anzeichen deuten auf ein hyperhalines Milieu. Das spricht für eine Zuordnung in das untere Würm-Vollglazial, das damit von 396 - 608 cm reicht.

Zusammenfassend kann der Kern WR - 35 biostratigraphisch wie folgt untergliedert werden:

- 1) 0 - 70 cm = A (Holozän und Würm-Spätglazial)
- 2) 71 - 129 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)
- 3) 130 - 395 cm = C (mittleres Würm-Vollglazial)
- 4) 396 - 608 cm = D (unteres Würm-Vollglazial)

Die biostratigraphische Gliederung stimmt mit der von RISCH (1974, 1976) weitgehend überein. Die gezogenen Grenzen weisen zumindest im unteren Teil des Kerns geringfügige Verschiebungen im Vergleich mit der geochemischen Zyklen-Gliederung auf. Die Zusammensetzung der Fauna zeigte jedoch in diesem Teilabschnitt keine wesentlichen Unterschiede, so daß die biostratigraphische Gliederung unsicher bleibt. Daher wurde die geochemisch begründete Grenzziehung bevorzugt.

#### 2.5.10 WR - 14 (Abb. 10)

Hier sind auch planktonische Foraminiferen in jeder Probe anzutreffen. Ihre Verteilung läßt folgende Gliederung zu:

- 1) Im oberen Teil dieser Sedimente treten die planktonischen Foraminiferen mit *G. sacculifer*, *Orbulina universa*, *G. siphonifera* und *G. ruber* durchgehend massenhaft auf. Sie sind großwüchsig, dünnchalig und weisen keine Veränderungen auf.

Von 600 - 896 cm kommt *G. sacculifer* eindeutig häufiger vor als *G. ruber*, wonach dieser Abschnitt dem Holozän zugerechnet wird. Es folgt dann von 896 - 973 cm eine Kern-Lücke. Der liegende Teilabschnitt 982 - 1101 cm wird wiederum durch ein massenhaftes Vorkommen aller untersuchten Foraminiferen-Arten gekennzeichnet. In wenigen Proben machen die Pteropoden die Hauptmasse aus. Hiernach kann angenommen werden, daß in diesem Abschnitt (982 - 1101 cm) euhaline Verhältnisse durchgehend vorherrschten. Verglichen mit bisherigen Beobachtungen an den Kernen WR - 35 und 06 K scheint es, daß solche Verhältnisse im mittleren Würmglazial möglich sind. Die Tatsache jedoch, daß *G. sacculifer* in diesem Abschnitt häufiger vorkommt als *G. ruber*, spricht vielmehr für eine Zuordnung in das Holozän. Weitere Hinweise für das Holozän ergeben sich auch durch das Fehlen der Gipse, die -- wie in anderen Kernen zu beobachten ist -- nur in einer Probe (1073 - 1080 cm) vorkommen. Daraus ergibt sich für das Holozän zwar eine ungewöhnliche Mächtigkeit (600 - 1101 cm), die aber durch Umlagerung entstanden sein könnte.

- 2) Der tiefste Teil in diesem Kern ist dadurch gekennzeichnet, daß die Artenzahl der planktonischen Foraminiferen beschränkt ist und z.T. sogar nur kleinwüchsige *G. ruber* vorkommen. In diesem Abschnitt, der von 1101 - 1218 cm reicht, machen die Pteropoden, zumeist unverändert, den Hauptanteil des Planktons aus. Hier treten auch Gipse bis ins Hangende hinein sehr häufig auf. Alle Beobachtungen sprechen für hyperhaline Verhältnisse, die sowohl im oberen als auch im mittleren Würm-Vollglazial geherrscht haben können. Die biostratigraphische Zuordnung dieses Abschnittes erwies sich daher als problematisch. Zieht man jedoch die Sr-Daten in Betracht, so würde man eher diesen Abschnitt dem mittleren Würm-Vollglazial zuordnen, wobei der höhere Abschnitt (982 - 1101 cm) bis zur Lücke dazugerechnet werden müsste. Eine Gliederung, in der das mittlere Würm-Vollglazial das Liegende des Holozäns bilden würde, wäre schwer zu verstehen.

Wie oben jedoch dargestellt wurde, spricht die Verteilung der planktonischen Foraminiferen eher für ein ungewöhnlich mächtiges Holozän, das dann von 600 - 1101 cm reichen würde und, abgesehen von den niedrigen Sr-Gehalten in diesem Abschnitt, stünde nichts im Wege den Bereich von 1101 - 1218 cm in das obere Würm-Vollglazial einzustufen.

Somit bieten sich für die Gliederung dieses Kernes zwei Alternativen an, zwischen denen aber nicht mit Sicherheit entschieden werden kann. An dieser Stelle werden die Daten der Geochemie als ausschlaggebend betrachtet und danach eine Zuordnung des Abschnittes 1101 - 1218 cm in das mittlere Würm-Vollglazial vorgezogen.

Zusammenfassend ergibt sich für den Kern WR - 14 folgende Gliederung:

Ab. 11: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg- Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossilien im Kern VA - 01 - 06 K.

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution of characteristic microfossils in core VA - 01 - 06 K.

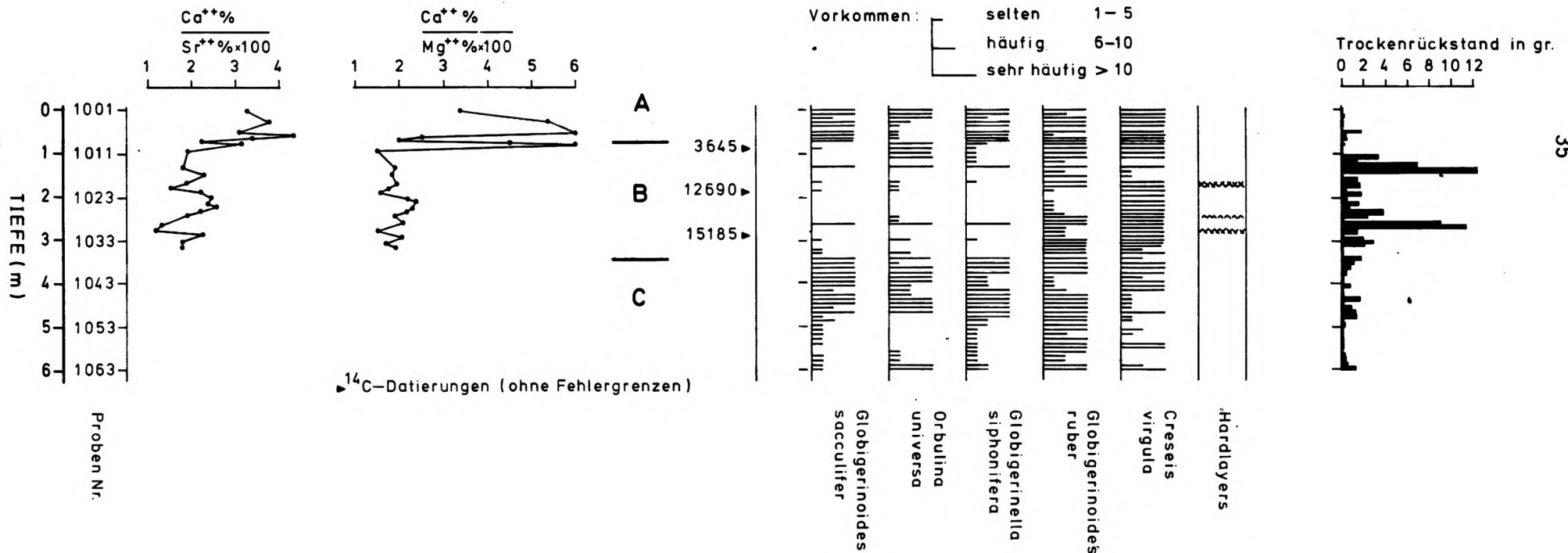
VA-1-06K

21° 16' 48" N

38° 03' 13" E

Wassertiefe 2224m

Vorkommen: selten 1-5  
häufig 6-10  
sehr häufig > 10



- 1) 610 - 896 cm = A (Holozän und Würm-Spätglazial)
- 2) 896 - 973 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)
- 3) 974 - 1218 cm = C (mittleres Würm-Vollglazial)

Dieser Kern zeigt deutlich, wie problematisch Gliederungsversuche sein können, besonders dann, wenn -- wie in WR - 14 -- eine Kern-Lücke besteht. Da die Sr-Schwankungen in allen untersuchten Kernen mit der Verteilung der planktonischen Foraminiferen weitgehend übereinstimmen, wurden alle möglichen Fehlerquellen ohne Ergebnis überprüft. Deshalb wurde die endgültige Gliederung des Kerns WR - 14 an die geochemischen Daten angepaßt, obwohl die Verteilung der planktonischen Foraminiferen mit dieser Gliederung nicht konform ist. Weiterhin stimmt die Gliederung dieses Kerns mit der von RISCH (1974, 1976) nur z.T. überein.

#### 2.5.11 VA - 01 - 06 K (Abb. 11)

Die untersuchten Foraminiferen-Arten fehlen in einigen Proben völlig. Ihre Verteilung in diesem Kern läßt folgende Bereiche unterscheiden:

- 1) Der oberste Abschnitt besteht aus einer Sedimentfolge, in der *G. sacculifer* eindeutig häufiger vertreten ist als *G. ruber*. In diesem Bereich treten alle bearbeiteten Foraminiferen-Arten großwüchsig, dünnchalig und massenhaft auf. In einigen Proben herrschen die Pterropoden vor. Diesen Beobachtungen zufolge dürften während der Ablagerung dieser Sedimente euhaline Verhältnisse geherrscht haben. Das Zahlenverhältnis zwischen *G. sacculifer* und *G. ruber* spricht für eine Zuordnung in das Holozän, das damit von 0 - 73 cm reicht.
- 2) Dieser Bereich umfaßt eine Sedimentfolge von 73 - 337 cm, in der die wichtigen Foraminiferen-Arten selten vorkommen. In den meisten Proben fehlen *G. sacculifer*, *G. siphonifera* und *Millammina* völlig, während *G. ruber*, zumeist kleinwüchsig, in einigen Proben dickschalig, sehr häufig bis selten vorkommt. Die Pteropoden mit der Gattung *Creseis*, z.T. rekristallisiert, herrschen in diesem Abschnitt vor. In einem Teilabschnitt (183 - 224 cm), in dem die planktonischen Foraminiferen z.T. völlig fehlen, treten Radiolarien auf. Das Vorkommen von Hardlayers in einigen Proben sowie die stark beschränkte Artenzahl der planktonischen Foraminiferen deuten hier auf so extrem hyperhaline Verhältnisse, daß in einigen Abschnitten die planktonischen Foraminiferen nicht existieren konnten. Die Befunde sprechen ebenfalls für eine Zuordnung in das obere Würm-Vollglazial.
- 3) Zwei Teilabschnitte charakterisieren diesen Bereich, der von 337 - 599 cm reicht.

Ein Teilabschnitt umfaßt eine Sedimentfolge von 337 - 470 cm und ist durch das massenhafte Auftreten der planktonischen Foraminiferen gekennzeichnet. Zumeist sind sie großwüchsig, dünnchalig und weisen keine Veränderungen auf. Die Grenze zum Hangenden wurde dort gezogen, wo *G. siphonifera* plötzlich völlig fehlt. Die Befunde deuten in diesem Teilabschnitt auf euhaline Verhältnisse, die für das mittlere Würm-Vollglazial charakteristisch sind. Dieser Teilabschnitt entspricht im Kern WR - 14 den Bereich 973 - 1101 cm.

Der andere Teilabschnitt reicht von 470 - 599 cm. Hier ist die Artenzahl der planktonischen Foraminiferen, die meist kleinwüchsig und dünnchalig vorkommen, stark reduziert, während die Pteropoden, z.T. rekristallisiert, in vielen Proben völlig fehlen. Wie im Hangenden sind die Produktionsraten in diesem Bereich sehr gering.

Alle Beobachtungen sprechen für eine Zuordnung des Bereiches 3 in das mittlere Würm-Vollglazial.

Zusammenfassend läßt sich der Kern 06K wie folgt untergliedern:

- 1) 0 - 73 cm = A (Holozän und Würm-Spätglazial)
- 2) 74 - 337 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)
- 3) 338 - 599 cm = C (mittleres Würm-Vollglazial)

Diese Gliederung stimmt mit den geochemischen Befunden gut überein und, abgesehen von geringfügigen Unterschieden in der Grenzziehung, auch mit der Gliederung von RISCH (1976). Die <sup>14</sup>C - Altersangaben lassen sich nur z.T. in diese Gliederung einpassen. Ein Alter von 3645 ± 130 Jahre, wie es bei 96 cm festgestellt wurde, kann weder nach der Verteilung noch nach der Zusammensetzung der planktonischen Foraminiferen oder aufgrund der geochemischen Daten angenommen werden.

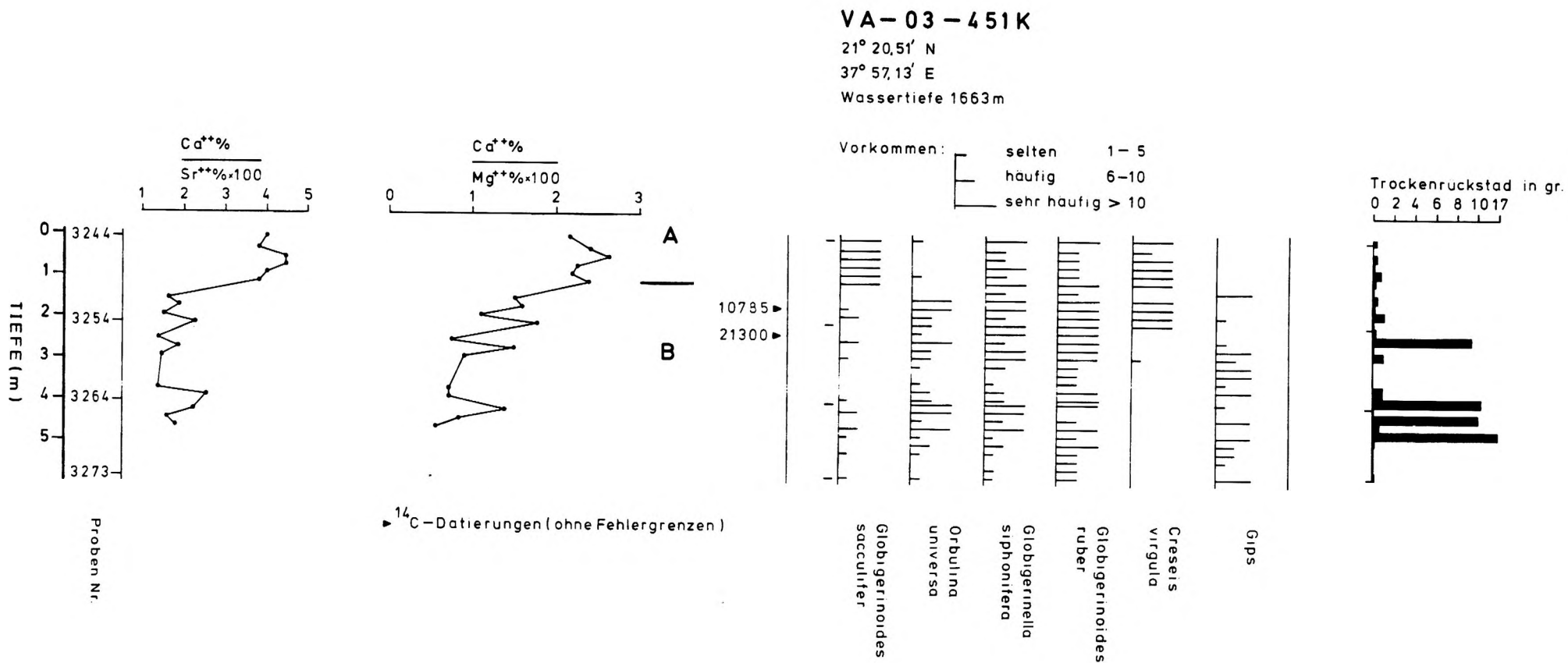
#### 2.5.12 VA - 03 - 451 K (Abb. 12)

Die Verteilung der planktonischen Foraminiferen, die in jeder Probe vorkommen, läßt in diesem Kern folgende Gliederung zu:



Ab. 12: Geochemische Daten (Ca/Sr- und Ca/Mg- Verhältnisse) und Häufigkeitsverteilung charakteristischer Mikrofossilien im Kern VA - 03 - 451 K.

Geochemical data (Ca/Sr and Ca/Mg ratios) and frequency distribution of characteristic microfossils in core VA - 03 - 451 K.



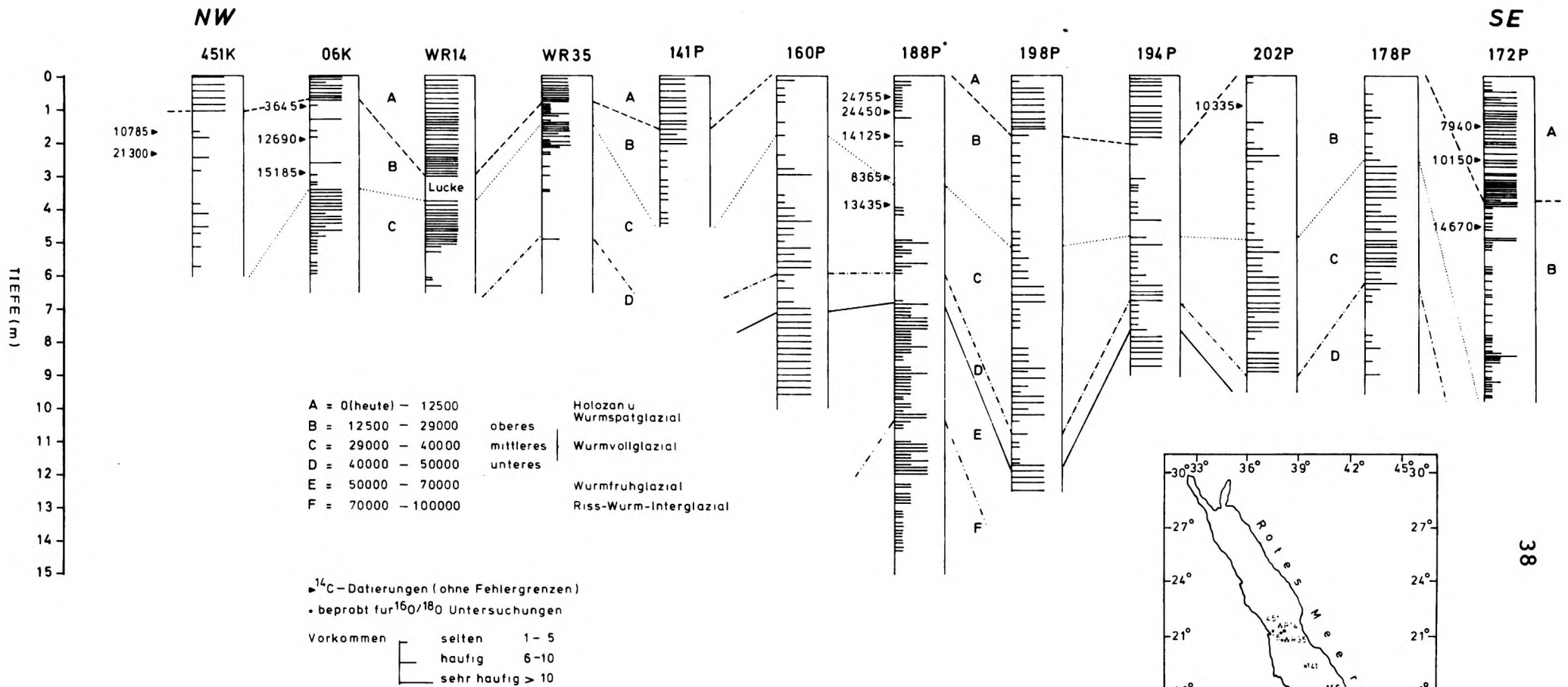


Abb. 13: Häufigkeitsverteilung von *Globigerinoides sacculifer* (Brady) in den untersuchten Bohrkernen aus dem Roten Meer.

Frequency distribution of *G. sacculifer* in cores from the Red Sea.

- 1) Charakteristisch für diesen Abschnitt von 0 - 115 cm ist das massenhafte Auftreten der schon bekannten Foraminiferen. Mit Ausnahme von *Orbulina universa*, die in einigen Proben völlig fehlt, sind sie durchweg großwüchsig, dünnchalig und weisen keine Veränderungen auf. *G. sacculifer* ist eindeutig zahlreicher als *G. ruber*. Diese Befunde ermöglichen eine Zuordnung dieses Bereiches in das Holozän.
- 2) Von 115 - 585 cm treten die untersuchten Foraminiferen-Arten, zumeist kleinwüchsig, stark zurück. *G. sacculifer* fehlt in den meisten Proben völlig, während *G. ruber* überall vorherrscht. Ein weiterer Hinweis auf hyperhaline Verhältnisse sind die geringen Produktionsraten an organischem Material. Das Fehlen der Pteropoden, die in diesem Abschnitt eigentlich in großer Zahl zu erwarten waren, dürfte mit einer Auflösung der Aragonit-Schalen erklärt werden. Dies gilt möglicherweise auch für die Hardlayers. Nach diesen Befunden wurde eine Einstufung in das obere Würm-Vollglazial vorgenommen.

Zusammenfassend läßt sich der Kern 451 K wie folgt untergliedern:

- 1) 0 - 115 cm = A (Holozän und Würm-Spätglazial)
- 2) 116 - 589 cm = B (oberes Würm-Vollglazial)

Diese Gliederung wird von den geochemischen Daten weitgehend gestützt. Sie läßt sich dagegen nur z.T. mit den  $^{14}\text{C}$ -Altersangaben von GEYH (1974) in Einklang bringen. Ein Alter von 10785 Jahren, wie es bei 180 cm angegeben wurde, kommt nach der Verteilung und Zusammensetzung der planktonischen Foraminiferen sowie nach den geochemischen Daten nicht in Frage. Es zeigte sich vielmehr, daß die untersuchten Proben nur in das obere Würm-Vollglazial eingestuft werden können und nicht in das Holozän. Die Gliederung von RISCH (1974, 1976) kann damit bestätigt werden.

## 2.6 Korrelation der Bohrkerne

Die im Kapitel 2.5 beschriebenen und biostratigraphisch gegliederten Kerne aus dem Roten Meer wurden in einem Profil von SE nach NW zusammengestellt. Durch eine Korrelation der stratigraphischen Einheiten sollte versucht werden, die Verteilung der einzelnen untersuchten Foraminiferen-Arten zu erfassen und gegebenenfalls Verteilungsunterschiede in Zusammenhang mit veränderten Umweltverhältnissen zu erklären.

In allen Bohrkerne weist *G. sacculifer* ein Maximum im Holozän auf. Entsprechend den heutigen ökologischen Verhältnissen tritt sie im Profil überall massenhaft auf und ist eindeutig häufiger als *G. ruber*. Zieht man die Verhältnisse in diesem Milieu in Betracht, daß heißt eine Salinität von ca. 37 ‰ im Süden und 40,5 ‰ im Norden einerseits und eine Temperatur von ca. 25°C andererseits, so scheint es, daß *G. sacculifer* in Ergänzung zu den Angaben von BE & TOLDERLUND (1971) auch eine höhere Salinität tolerieren kann. Eigenen Untersuchungen zufolge zeigt sie ihr Maximum (> 50 %) in holozänen Sedimenten (vgl. RISCH 1974, 1976 und BERGGREN 1969).

Im oberen Würm-Vollglazial weist sie dagegen eine signifikante Abnahme von Süden nach Norden auf (s. Abb. 13). Außerdem sind viele Exemplare als aus dem offenen Ozean eingedriften anzusehen. Dies gilt insbesondere für die Kerne im südlichen Bereich des Roten Meeres. Infolge dieser Beobachtungen stellt sich die Frage, ob die Abnahme von *G. sacculifer* während des oberen Würm-Vollglazial auf die Zunahme der Salinität zurückzuführen ist.

Im mittleren Würm-Vollglazial tritt *G. sacculifer* im Süden (s. Abb. 2 und 3) sehr häufig auf. Seine Verteilung läßt schon im Kern 178 P mehrere Teilabschnitte erkennen, die mit großer Wahrscheinlichkeit auf Salinitätsschwankungen im mittleren Würm-Vollglazial zurückzuführen sind. Diese Teilabschnitte werden nach Norden hin durch die Reduzierung seiner Individuen-Zahl noch deutlicher, so daß sich hier zusätzlich auch die Frage nach dem Einfluß der Salinität auf die Verteilung von *G. sacculifer* im Profil stellt.

Auch im unteren Würm-Vollglazial zeichnet sich eine Abnahme von *G. sacculifer* nach Norden hin ab, wo sie z.B. im Kern WR - 35 völlig fehlt. Dagegen tritt sie im Würm-Frühglazial und im Riss-Würm-Interglazial sehr häufig und ohne erkennbare Tendenz auf.

Allen Beobachtungen zufolge läßt sich zusammenfassend folgendes feststellen:

- 1) Bei euhalinen Verhältnissen tritt *G. sacculifer* überall im Profil massenhaft auf. Unabhängig von der geographischen Lage der Kerne liegt ihr Maximum (> 50 %) in holozänen Sedimenten, in denen eine Salinität von 37 ‰ im Süden und ca. 39 ‰ im Norden herrschte. Da vergleichbare Beobachtungen aus anderen Meeresbereichen bisher nicht zur Verfügung stehen, muß diese Aussage auf das Rote Meer beschränkt bleiben.

Eine Zunahme der Salinität nach Norden um ca. 2 ‰, die für das Holozän im Profil anzunehmen ist, dürfte demnach die Verteilung von *G. sacculifer* nicht wesentlich beeinflusst haben.

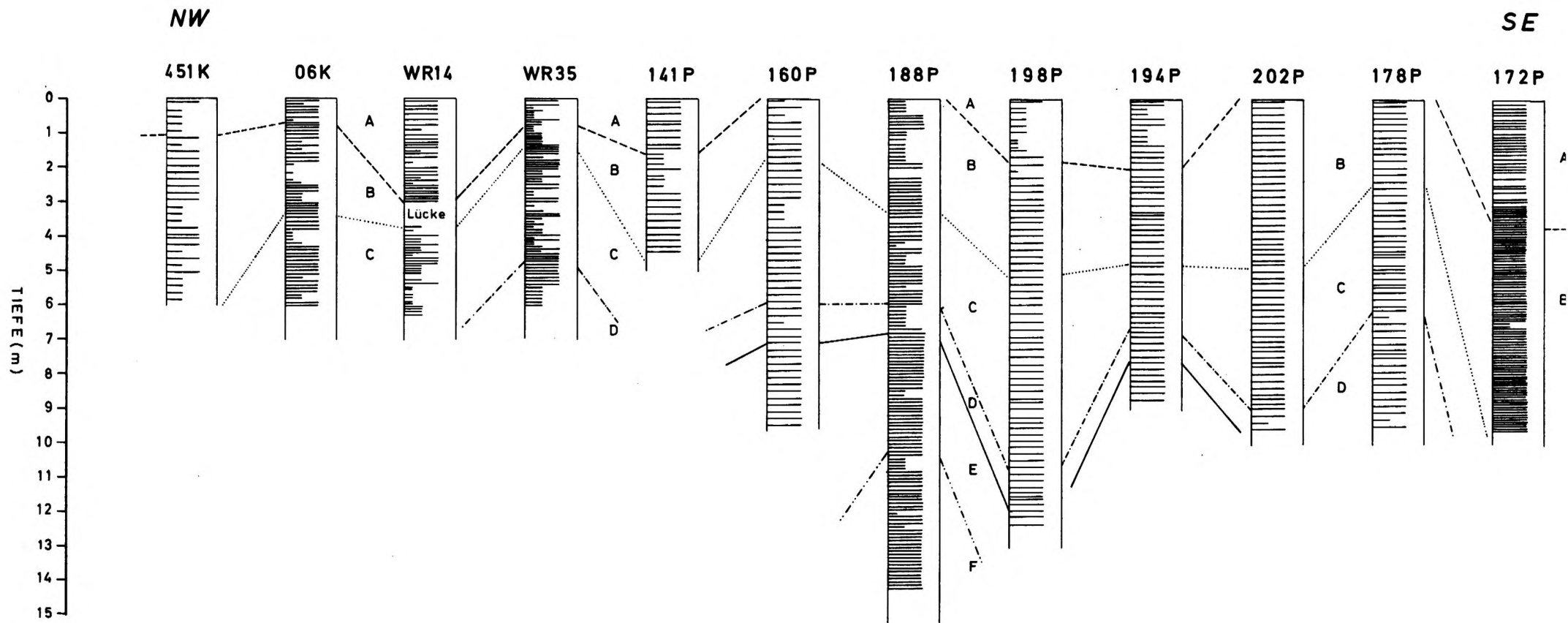


Abb. 14: Häufigkeitsverteilung von *Globigerinoides ruber* d'Orbigny in den untersuchten Bohrkernen aus dem Roten Meer.  
(Legende und Lage der Kerne s. Abb. 13)

Frequency distribution of *G. ruber* in cores from the Red Sea.

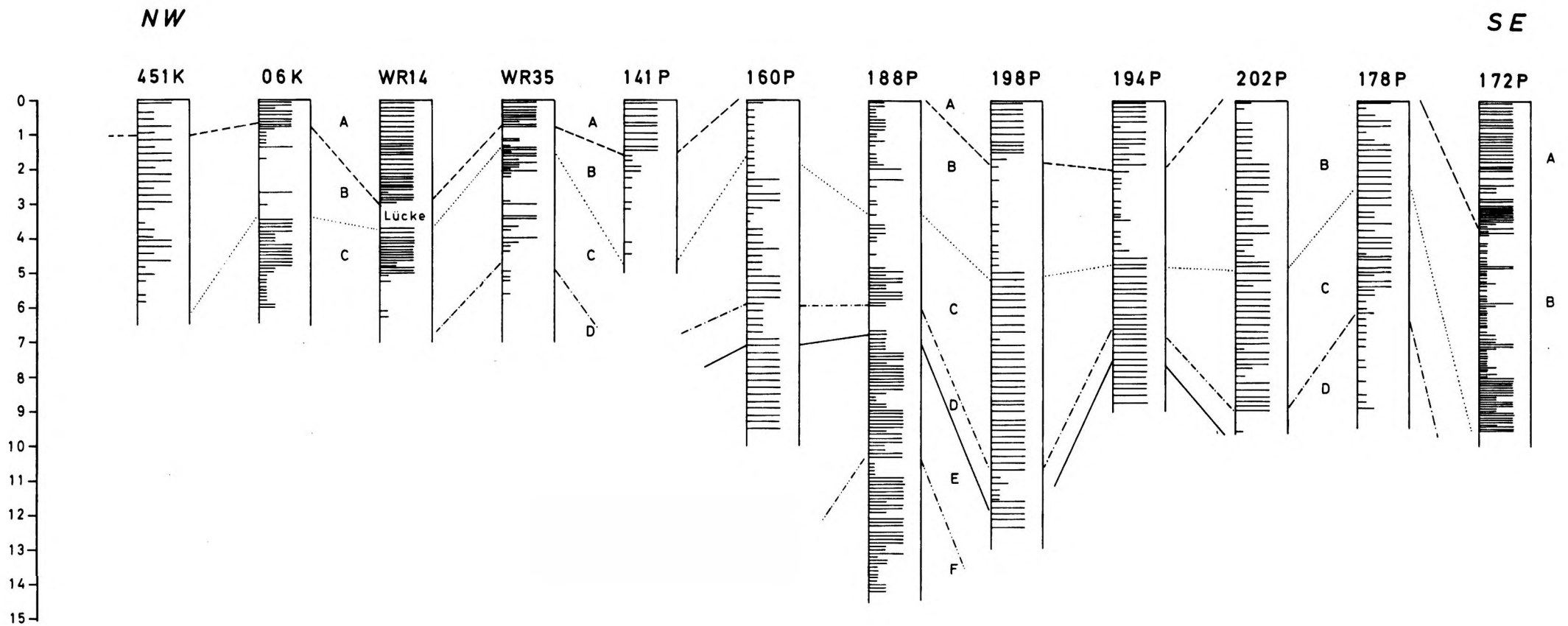


Abb. 15: Häufigkeitsverteilung von *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny) in den untersuchten Bohrkernen aus dem Roten Meer.  
(Legende und Lage der Kerne s. Abb. 13)

Frequency distribution of *G. siphonifera* in cores from the Red Sea.

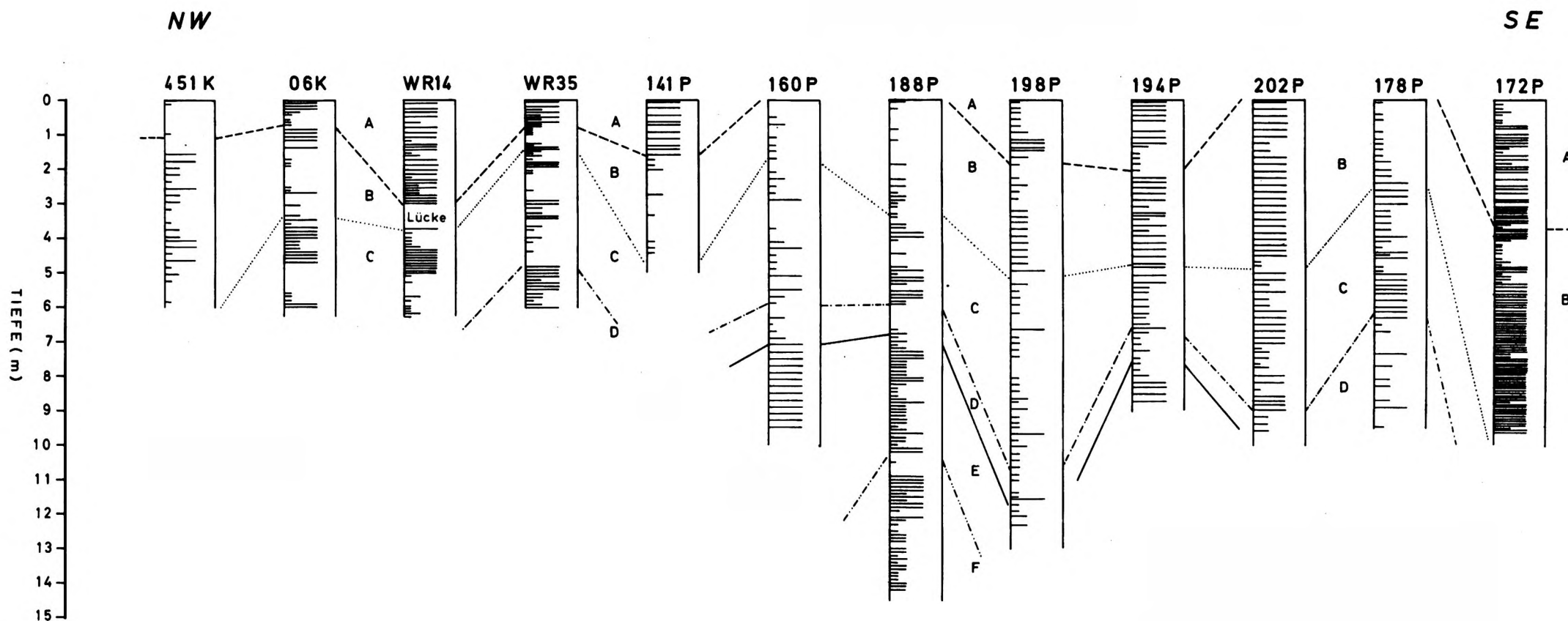


Abb. 16: Häufigkeitsverteilung von *Orbulina universa* d'Orbigny in den untersuchten Bohrkernen aus dem Roten Meer.  
(Legende und Lage der Kerne s. Abb. 13)

Frequency distribution of *Orbulina universa* in cores from the Red Sea.

2) Bei hyperhalinen Verhältnissen, die im oberen, mittleren und unteren Würm-Vollglazial geherrscht haben, weist *G. sacculifer* im Profil eine deutliche Abnahme nach Norden auf. Geht man davon aus, daß die Temperaturänderungen im Profil unbedeutend bleiben (s. Kapitel 2.3.4) so dürfte die Dezimierung und das Fehlen von *G. sacculifer* nach Norden zu am ehesten mit einer Zunahme der Salinität im Zusammenhang gebracht werden.

Verglichen mit den Verhältnissen bei normalhalinem Milieu ohne Meeresspiegelabsenkung läßt sich daraus folgern, daß die Zunahme der Salinität im Profil nach Norden hin, infolge des reduzierten Wasseraustauschs wesentlich größer war als es z.B. heute der Fall ist.

Bei veränderten ökologischen Bedingungen weist *G. ruber* ein gegensätzliches Verhalten zu *G. sacculifer* auf. Nach bisherigen Untersuchungen scheint sie höhere Salinitäten zu tolerieren als *G. sacculifer* (s. Kapitel 2.3.1).

Im oberen Würm-Vollglazial nimmt *G. ruber* von Süden nach Norden deutlich ab. Im Kern 06 K fehlt sie sogar in einigen Proben völlig. Dies ist auch im unteren, vor allem aber im mittleren Würm-Vollglazial festzustellen (s. Abb. 14), und gilt demzufolge bei hyperhalinen Verhältnissen generell. Wie im Falle *G. sacculifer* dürfte diese Tendenz auch auf eine Zunahme der Salinität nach Norden hin zurückgeführt werden können.

Im Würm-Frühglazial und im Riss-Würm-Interglazial kam *G. ruber* massenhaft vor. Eine sichere Aussage über ihre Verteilung läßt sich jedoch aus zwei benachbarten Kernen allein - die anderen reichen nicht so tief herab - nicht ableiten. Festzuhalten bleibt, daß eine generelle Abnahme von *G. ruber* nach Norden bei euhalinen Verhältnissen im Holozän, im Würm-Frühglazial und im Riss-Würm-Interglazial nicht festzustellen ist.

Unabhängig von der Lage der untersuchten Kerne kommt *G. siphonifera* in holozänen Sedimenten überall massenhaft vor (s. Abb. 15). Dagegen nimmt sie im oberen Würm-Vollglazial von Süden nach Norden deutlich ab. In grossen Teilabschnitten in Kernen aus dem nördlichen Bereich (141 P, WR - 35, 06 K und 451 K) fehlt sie sogar völlig. Dasselbe ist auch im mittleren Würm-Vollglazial festzustellen. Im unteren Würm-Vollglazial kommt sie jedoch zumeist selten vor oder fehlt völlig, eine generelle Abnahme nach Norden hin läßt sich also nicht ableiten.

Das Würm-Frühglazial und das Riss-Würm-Interglazial, die beide nur in zwei Kernen vertreten sind, weisen in der Verteilung von *G. siphonifera* keine nennenswerte Unterschiede oder Besonderheiten auf. Eine generelle Tendenz in beiden stratigraphischen Einheiten ist nicht ausgeprägt.

Deutliche Verteilungsunterschiede weist auch *Orbulina universa* im Profil auf (s. Abb. 16). In holozänen Sedimenten kommt sie zumeist häufig bis sehr häufig vor. Im Kern 451 K fehlt sie dagegen in den meisten Proben aus diesem Bereich völlig. Während des oberen Würm-Vollglazial nimmt ihre Zahl deutlich von Süden nach Norden ab. Diese Tendenz wird vor allem im mittleren Würm-Vollglazial sehr deutlich. Im unteren Würm-Vollglazial wie im Würm-Frühglazial und im Riss-Würm-Interglazial, in denen *Orbulina universa* im allgemeinen häufig bis sehr häufig vorkommt, läßt sich eine generelle Aussage über ihre Verteilung im Profil nicht machen.

Bei hyperhalinen Verhältnissen dürfte demnach eine Zunahme der Salinität nach Norden hin die Abnahme von *Orbulina universa* verursacht haben. Weiterhin dürften die Salinitätsunterschiede in euhalinen Milieus (ca. 2 ‰) zu gering sein um auch die Verteilung von *Orbulina universa* wesentlich zu beeinflussen.

Nach den Ergebnissen von BE & TOLDERLUND (1971) ergab sich für die Verteilung der untersuchten Arten ein Maximum für *G. ruber* bei einer Salinität von mehr als 36 ‰ und unterhalb 34,5 ‰ und bei einer Temperatur von 21 - 29°C. Danach müßte man in holozänen Sedimenten mit einer hohen Konzentration von *G. ruber* rechnen. Dagegen läßt sich hier vielmehr ein Maximum von *G. sacculifer* feststellen, wobei die Häufigkeit von *G. ruber* fast unter 10 % bleibt. Somit dürfte *G. sacculifer* im Roten Meer-im Gegensatz zu den Befunden von PARKER (1958) im östlichen Mittelmeer-eine Salinität von 37 ‰ bis ca. 40 ‰ wie sie im Holozän herrschte, nicht nur tolerieren, sondern dabei sogar ihr Maximum erreichen. Da die Wassertemperatur im Holozän (ca. 25°C) innerhalb der Schwankungsbreite liegt, die von BE & TOLDERLUND (1971) für beide Arten angegeben wurde, dürfte in erster Linie die Salinität die Verteilung beider Arten bestimmt haben. Von den untersuchten Foraminiferen-Arten scheint *G. sacculifer* gegenüber höheren Salinitäten besonders empfindlich zu sein. Sie wird von *G. siphonifera*, *Orbulina universa* und zuletzt von *G. ruber* gefolgt (vgl. RISCH 1974, 1976). Die rapide Abnahme des  $O^{18}$ , die nach DEUSER & DEGENS (1969) die Wiederherstellung normaler Verhältnisse durch Mischung mit Wasser vom Indischen Ozean bedeuten müßte, findet in der Verteilung der planktonischen Foraminiferen keinen Ausdruck.

## 2.7 Sedimentationsraten

Nach der stratigraphischen Gliederung der Kerne aus dem Roten Meer ist es möglich, die Sedimentationsraten des jeweiligen Abschnittes zu berechnen (s. Abb. 13). Die Ergebnisse sind in der Tabelle 3 dargestellt.

Tabelle 3: Sedimentationsraten in cm/100 Jahre

Kern Nr.	B	C	D	E	F	
172 P	2,88 <sup>x</sup>	3,60 <sup>x</sup>	-	-	-	
178 P	-	1,33 <sup>x</sup>	3,71	3,2 <sup>x</sup>	-	
202 P	-	2,72 <sup>x</sup>	4,08	0,6 <sup>x</sup>	-	
194 P	1,64 <sup>x</sup>	1,37	4,0 <sup>x</sup>	-	-	
198 P	1,41 <sup>x</sup>	1,85	5,37	0,84	0,41 <sup>x</sup>	
188 P	0,11 <sup>x</sup>	1,96	2,26	0,74	1,82	1,26 <sup>x</sup>
160 P	-	1,26 <sup>x</sup>	3,26	0,99	1,40 <sup>x</sup>	-
141 P	1,35 <sup>x</sup>	1,63 <sup>x</sup>	-	-	-	-
WR - 35	0,56 <sup>x</sup>	0,35	2,41	2,12 <sup>x</sup>	-	-
WR - 14	3,92 <sup>x</sup>	0,71 <sup>x</sup>	-	-	-	-
06 K	0,58 <sup>x</sup>	1,59	2,37 <sup>x</sup>	-	-	-
451 K	0,92 <sup>x</sup>	2,84 <sup>x</sup>	-	-	-	-

<sup>x</sup>mindestens

Die Sedimentationsraten während des oberen Würm-Vollglazial waren fast stets eindeutig während des oberen Holozäns. Diese Befunde unterstützen die geologische Vorstellung, daß der Sedimentationstransport zum Meer während der Eiszeiten größer war als im Holozän (vgl. GEYH 1974).

Liegen dagegen die Sedimentationsraten im Holozän höher als im oberen Würm-Vollglazial, wie es in den Kernen 194 P, WR - 35 und möglicherweise im WR - 14 der Fall ist, so ist eine Zumischung von allochthonem Material durch turbidity currents denkbar. Dies dürfte auch für das sehr mächtige Holozän in 172 P gelten.

Das mittlere Würm-Vollglazial weist die höchste Sedimentationsrate auf. Sie ist insgesamt höher als die im oberen Würm-Vollglazial und die im Holozän zusammen. Hier sollte nochmal daran erinnert werden, daß während des mittleren Würm-Vollglazial Salinitätsschwankungen festgestellt wurden (s. Kapitel 2.6). Einerseits deuten solche Schwankungen während einer Eiszeit auf einen Anstieg des Meeresspiegels hin. Sie sprechen andererseits auch für eine Zunahme der Temperatur. Diese Verhältnisse bzw. dessen Folgen dürften die hohe Sedimentationsrate im mittleren Würm-Vollglazial verursacht haben.

Im unteren Würm-Vollglazial sind die Sedimentationsraten in jedem Kern kleiner als die im oberen Würm-Vollglazial. Dagegen fallen sie im allgemeinen höher aus als im Holozän.



### 3. GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

#### 3.1 Einführung

Viele Bearbeiter beschäftigten sich mit den ökologischen Faktoren, die den Einbau von Magnesium und Strontium in Schalen lebender Meerestiere beeinflussen. Hierbei spielen die Wasser-Temperatur, die Salinität, die mineralogische Zusammensetzung der Schale und der Grad der phylogenetischen Entwicklung eine bedeutende Rolle (s. Tabelle 3).

Sterben die Organismen, so unterliegen sie im Sediment dem Einfluß der Diagenese. Für viele Bearbeiter war daher die entscheidende Frage, ob die primär eingebauten Sr- und Mg-Gehalte unter dem Einfluß der diagenetischen Stoffumlagerung unverändert bleiben (EMILIANI 1955, PILKEY & GOODELL 1964 u.a.).

Um den Einfluß diagenetischer Veränderungen festzustellen und dementsprechend zu interpretieren, bieten sich viele Möglichkeiten. LOWENSTAM (1961, 1963) konnte eine Abnahme der beiden Elemente mit fortschreitender Diagenese nachweisen. SIEGEL (1960) stellte fest, daß die Umwandlung von Aragonit zu Calcit eine direkte Beziehung zu der abgeführten Menge an Strontium aufweist.

Danach dürfte man mit primären Sr-Gehalten rechnen solange eine Umwandlung zu Calcit nicht stattgefunden hat.

Zieht man die geographische Konfiguration des Roten Meeres und die eiszeitlich bedingten Meeresspiegelschwankungen in Betracht, so führte die in den Glazial-Zeiten erfolgte weltweite Absenkung des Meeresspiegels (bis ca. 90 m) zu einer Reduzierung des Wasseraustausches mit dem Indischen Ozean (heutige Tiefe von Bab-el Mandib 125 m). Dadurch muß der Salzgehalt angestiegen sein, einmal infolge der Verdunstung, zum anderen wegen des reduzierten Ausstroms. In einem derartig hyperhalinen Milieu wäre auch das Angebot an Magnesium und Strontium erhöht, und somit müßten diese beiden Elemente in überdurchschnittlicher Menge in die Schalen lebender Organismen eingebaut worden sein. Aus diesem Grunde wurden zunächst aus Kernmaterial stammende Fossil-schalen auf ihre Gehalte an Magnesium und Strontium untersucht.

Um möglicherweise vorhandenen artspezifischen Abweichungen im Stoffwechsel und im Schalenaufbau aus dem Wege zu gehen, wurden nur Schalen der Foraminiferen-Art *Globigerinoides ruber*, in einigen Kernen die aragonitschalige Pteropoden-Art *Cresels virgula* verwendet. Die ersten Untersuchungen an den Kernen WR - 35, WR - 14 und 178 P ergaben, daß die Mg- und Sr-Gehalte äquivalente Schwankungen aufweisen, die mit der Verteilung der untersuchten planktonischen Foraminiferen gut übereinstimmen, d.h. in Abschnitten, wo die Foraminiferen infolge erhöhter Salinität stark zurücktreten, wurden höhere Sr- und Mg-Werte ermittelt. Auf dieser Grundlage konnten die untersuchten Kerne in Salinitätszyklen, die mit der hier ebenfalls durchgeführten mikropaläontologischen Gliederung in Einklang zu bringen sind, gegliedert werden. Weiterhin konnte festgestellt werden, daß der Einfluß diagenetischer Veränderungen auf die ermittelten Werte unbedeutend ist.

Somit war es möglich, geochemische Kriterien ergänzend zur mikropaläontologischen Gliederung der Kerne anzuwenden. Wie wichtig die geochemischen Untersuchungen für eine endgültige Gliederung sein können, wurde bei verschiedenen Kernen deutlich, in denen mikropaläontologische Untersuchungen kein befriedigendes Ergebnis erbracht haben. In einem Fall konnte eine Grenze, die nach der Zusammensetzung der untersuchten Fauna nicht zu erkennen war, mit Hilfe der geochemischen Daten festgelegt werden. Mit Fortdauer dieser Arbeit zeigte es sich, daß die geochemische Methodik zunehmend als Ergänzung der mikrostratigraphischen Gliederung der Kerne herangezogen werden konnte.

#### 3.2 Probenentnahme

Die auf der "Valdivia" in frischem Zustand in transportierbare Abschnitte zerteilten und anschließend verpackten Kerne wurden in gekühlter Containern an die PREUSSAG-Labore versandt und dort bis zur Probenentnahme weiterhin kühl gelagert.

Nach dem Zersägen in je zwei Hälften wurde nur die eine Hälfte beprobt und die andere für spätere Untersuchungen zurückgelegt. Neben der Beprobung für mikropaläontologisch-stratigraphische bzw. geochemische Untersuchungen (PA- bzw. PAA-Serie der Registrierung) wurden noch für eine ganze Reihe weiterer Untersuchungen

Proben entnommen (Ergebnisse dazu liegen in zwei Sammelbänden sowie in anderen Veröffentlichungen vor).

Die PA-Proben wurden, in der Größenordnung von je 20 ccm Naßvolumen, meist im Abstand von 20 cm entnommen, die PAA-Proben alle 7 cm. Nach dem Schlämmen in einem Sieb der Maschenweite 0,06 mm und anschließendem Trocknen wurde der verbleibende Rückstand in einem Sieb der Maschenweite 0,16 mm in zwei Fraktionen geteilt. Für die hier angeführten Untersuchungen wurde die Fraktion  $<0,16$  mm verwendet.

### 3.3 Aufschluß

Für die Analysen wurden ca. 3 mg des ausgelesenen Schalen-Materials eingewogen. Der Aufschluß erfolgte in einem 20 ml Erlenmeyer-Kolben mit 5 ml HCl (p. A.). Nach dem Abkühlen auf Zimmertemperatur wurde die Probenlösung mit den Faktor 1 : 4 verdünnt.

### 3.4 Analysen

Für die Messungen stand ein Atomabsorptionsspektrophotometer (Modell 303 der Perkin-Elmer Corp.) mit Digitalanzeiger DCR-1 und Schreiber zur Verfügung. Zum Teil wurde die Sr-Konzentration mit dem Zusatzgerät zur flammenlosen Atomabsorption, der Graphitrohrküvette HGA - 70 ermittelt. Als Grundlage für die Analyse dienten die "Analytischen Methoden der Atom-Absorption-Spektrophotometrie" der Perkin-Elmer Corp. (1970).

Aus einer Probe wurde zumeist nach je 5 Proben eine Standardprobe abgewogen, verdünnt und am AAS gemessen. Für die Standardproben ergab sich folgende Streuung:

$$\begin{array}{l} \text{Strontium } \pm 2,5 \% \\ \text{Magnesium } \pm 2 \% \end{array}$$

Aufgrund der ermittelten Werte dürften größere Streuungen auszuschließen sein. Die Genauigkeit des Analyseverfahrens wurde anhand der Untersuchungen von KRANZ (1974) abgeschätzt. Sie reicht für die hier vorliegende geologisch-geochemische Fragestellung, die nur die relativen Unterschiede zwischen den Proben berücksichtigt, völlig aus.

Chemische Interferenzen bei der Messung des Strontium sollen nach BILLINGS (1965c) in Carbonaten nicht vorkommen. Andere Elemente, die Interferenzen hervorrufen können, wurden in den Analysen nicht beobachtet. Dies gilt auch für die Bestimmung des Magnesium (ANGINO & BILLINGS 1967). Eine chemische Interferenz des Magnesium, die durch Al, Si oder P bewirkt wird, wird nach DAVID (1960) und WILLIS (1961) durch die Anwesenheit von Strontium eliminiert.

Die Bestimmung des Calcium in Carbonaten ist nach ANGINO & BILLINGS (1967) interferenzfrei.

### 3.5 Beeinflussende chemisch-physikalische und physiologische Faktoren

In den letzten Jahren ist eine Anzahl von Arbeiten über die Biogeochemie von Magnesium und Strontium in den Schalen kalkausscheidender Organismen erschienen. Viele Autoren (CHAVE 1954a, PILKEY & HOWER 1960, CHILLINGAR 1962, DEGENS 1969 u.a.) stellten fest, daß ein Zusammenhang zwischen dem primär eingebauten Magnesium und Strontium in den Schalen und chemisch-physikalischen Umweltfaktoren besteht. Nach derzeitiger Kenntnis wird der Einbau von Magnesium und Strontium in Schalen lebender Meerestiere von der Wassertemperatur, der Salinität und dem Chemismus des Meerwassers, sowie von dem phylogenetischen Entwicklungsgrad der entsprechenden Tiergruppe beeinflusst. Diese Faktoren seien kurz charakterisiert.

#### 3.5.1 Temperatur

Die Konzentration von Magnesium und Strontium in den Schalen scheint unter anderem auch von der Temperatur abhängig zu sein. LERMANN (1965) untersuchte die Sr-Konzentration an Austern von verschiedenen Lokalitäten und stellte fest, daß der Sr-Gehalt in den calcitischen Schalen eine positive Korrelation mit der Temperatur und dem Sr/Ca-Verhältnis des Wassers aufweist. Dagegen führte er die Schwankungen der Mg-Gehalte bei zunehmender Temperatur auf das Mg/Ca-Verhältnis im Wasser zurück. In Foraminiferen-Schalen fand CHAVE (1954a) eine positive

Korrelation zwischen dem Mg-Gehalt und der Temperatur. Er konnte eine Zunahme des Magnesiums um ca. 1 % bei Erhöhung der Temperatur um 8°C feststellen. Eine Zunahme des Magnesiums bei steigender Temperatur wurde auch von CHILLINGAR (1962) an Foraminiferen, von PILKEY & HOWER (1960) an Seeigeln sowie von BORNHOLD & MILLIMAN (1972) an Serpoliden festgestellt.

Dagegen fand BONDER (1974) an Milioliden keine Beziehung zwischen Mg-Gehalt und Temperatur. Die von DODD (1965) an *Mytilus* durchgeführten Untersuchungen zeigen in den Calcitlagen eine Zunahme des Magnesiums bei steigender Temperatur und abnehmender Salinität. Dagegen nimmt der Sr-Gehalt in diesen Lagen bei Zunahme der Temperatur ab. In den aragonitischen Lagen zeichnet sich eine Abnahme des Strontiums mit zunehmender Temperatur ab. Dagegen stellten PILKEY & HOWER bereits 1960 an aragonitischen Mollusken fest, daß der Sr-Gehalt eine positive Korrelation mit der Temperatur aufweist. In einigen calcitischen Mollusken fanden sie jedoch eine negative Beziehung, die bei höherer Salinität sehr deutlich wird.

Andere Bearbeiter konnten keine Hinweise auf einen Temperatureffekt finden; so fand KRINSLEY (1960b) an Gastropoden-Schalen keine Beziehung zwischen Temperatur und Sr-Gehalt. ODUM (1950), KULP et al. (1952) und THOMPSON & CHOW (1955) stellten ebenfalls fest, daß die Temperatur keinen oder höchstens einen untergeordneten Einfluß auf das Sr/Ca-Verhältnis in der Schale hat. Sie konnten an arktischen und äquatorialen Faunen keinen oder nur einen sehr geringen Unterschied in der Sr-Konzentration feststellen. Organismen, die höhere Temperaturunterschiede tolerieren, weisen ähnliche Sr/Ca-Verhältnisse auf.

### 3.5.2 Salinität und Chemismus des Wassers

Bisherige Untersuchungen messen der Salinität beim Einbau von Magnesium und Strontium in Schalen lebender Meerestiere große Bedeutung zu. So konnten KULP et al. (1952) an verschiedenen Tiergruppen feststellen, daß der Sr-Gehalt in den Schalen in erster Linie von der Salinität bestimmt wird. Zum gleichen Ergebnis kam bereits ODUM (1951a). Die von ihm aufgestellte These, daß das Sr/Ca-Verhältnis in den Schalen direkt vom Sr/Ca-Verhältnis im Wasser abhängig ist, gilt nach TUREKIAN (1955) nur für ein abgeschlossenes Meeresbecken. Variationen im Sr-Gehalt in den Schalen sind nach ihm eine Folge unterschiedlicher Salinitäten. Danach konnte CHILLINGAR (1956c und 1956d) feststellen, daß sich die Ca/Mg-Verhältnisse in Schalen primitiver Invertebraten dem Ca/Mg-Verhältnis der Umgebung proportional verhalten.

An rezenten Brachiopoden-Schalen fand LOWENSTAM (1961) eine positive Korrelation zwischen dem Mg-Gehalt und dessen Angebot im Wasser. Er führte die Mg-Konzentration in den Schalen auf den absoluten Mg-Gehalt im Wasser zurück.

Dagegen zeigen die Daten von DODD (1965) eine Abnahme des Magnesiums in Calcit mit Zunahme der Salinität und Abnahme der Temperatur. Wiederum stellten LEUTWEIN & WASKOWIAK (1962) fest, daß sich die Skelette der Invertebraten in ihrer chemischen Zusammensetzung durch unterschiedliche Mg-Gehalte sehr deutlich voneinander unterscheiden. Diese Unterschiede konnten mit der Durchschnittstemperatur ihrer Fundorte nicht in Einklang gebracht werden. Sie lieferten eine Reihe von Ergebnissen aus denen hervorgeht, daß die Größe des Angebots von Magnesium im Wasser einen wesentlichen Einfluß auf die Konzentration des Magnesiums in der Schale hat. So ergaben die Untersuchungen von euryhalinen und brackischen Tiergruppen eine Zunahme des Magnesiums mit steigender Salinität.

Verändert sich die chemische Zusammensetzung des Wassers so, daß sie mit der ursprünglichen Salinität nicht mehr identisch ist, dann dürfte die Mg- und Sr-Konzentration in den Schalen weniger durch die Salinität als vielmehr durch die chemische Zusammensetzung des Wassers beeinflusst werden.

DODD (1967), FRIEDMAN (1969) und KINSMAN (1969) konnten feststellen, daß das Verhältnis eines bestimmten Elements zum Calcium in Schalen auch dessen Verhältnis zum Calcium im Wasser widerspiegelt. Der Zusammenhang wurde experimentell von ODUM (1951a) an Süßwasser-Gastropoden aufgezeigt. Danach ist das Sr/Ca-Verhältnis in den Schalen direkt von dem Sr/Ca-Verhältnis im Wasser abhängig. Bei einer höheren Strontiumzugabe entstehen Strontianite ( $\text{SrCO}_3$ ). Die Abhängigkeit des Sr-Gehaltes in den Schalen von dessen Verhältnis zum Calcium im Wasser konnte von ODUM (1957a) auch an Foraminiferen unter natürlichen Verhältnissen beobachtet werden. KRINSLEY (1960b) schließt diese Beziehung bei Pteropoden nicht aus. Die Untersuchungen von LERMAN (1965) an *Crassostrea virginica* und *Crassostrea rhizophorea* (Austern) ergaben, daß das Mg/Ca-Verhältnis in den Schalen von dem Verhältnis der beiden Elemente zueinander im Wasser abhängig ist. Dies wurde auch zuvor von KULP et al. (1952) an verschiedenen Tiergruppen festgestellt.

### 3.5.3 Mineralogische Zusammensetzung der Schale

Mit der mineralogischen Zusammensetzung von Fossilshalen haben sich viele Bearbeiter beschäftigt. So konnte CHAVE (1954a) an verschiedenen Tiergruppen feststellen, daß die Konzentration von Magnesium und Strontium auch von der Zusammensetzung der Schale abhängig ist. Nach HARRIS (1965) richtet sich die Verteilung des Magnesiums innerhalb der Mollusken nach dem mineralogischen Charakter der Schale. Der Sr-Gehalt ist in aragonitischen Schalen höher als in calcitischen. Das Umgekehrte gilt für die Mg-Konzentration. Der bevorzugte Einbau von Magnesium in Calcit und des Strontiums in Aragonit ist auf die verschiedene Größe des Ionenradius der beiden Elemente zurückzuführen. Besteht die Schale aus Aragonit und Calcit so ist das Sr/Ca-Verhältnis vom Aragonit/Calcit-Verhältnis abhängig.

Einige Bearbeiter fanden eine Steuerung des Aragonit-Gehaltes durch die Salinität. LOWENSTAM (1954b) führte den relativ hohen Aragonit-Gehalt in *Mytilus edulis* auf höhere Temperatur, niedrige Salinität und Schalengröße zurück. Danach stellte DODD (1963) an *Mytilus edulis edulis* aus verschiedenen Salinitätsbereichen fest, daß die Exemplare, die in Wässern geringer Salinitäten wuchsen, mehr Aragonit aufbauen. Trotz der unterschiedlichen mineralogischen Zusammensetzung der bearbeiteten Exemplare ("in fact, the patterns of variation in shell mineralogy of *M. edulis edulis* and *M. edulis diegensis* are distinct") wurde die Zunahme des Aragonits in ihren Schalen auf Abnahme der Salinität zurückgeführt. Dies scheint m.E. vielmehr eine Folge der Temperatur zu sein, weniger der Salinität, wobei physiologische Faktoren auch eine Rolle gespielt haben dürfte.

In einigen Muschelgattungen erhöht sich der Aragonitgehalt nach LEUTWEIN & WASKOWIAK (1962) mit zunehmender Temperatur und beeinflußt damit weitgehend die Konzentration von Magnesium und Strontium. Grad und Größenordnung dieses Effekts hängen von den betroffenen Arten selbst ab. Weiterhin konnten die Autoren in kalkigen Röhren der Serpulidae eine Veränderung der Skelettmineralogie in Abhängigkeit von der Wassertemperatur der verschiedenen Fundpunkte zwischen 100 % Calcit und 100 % Aragonit feststellen.

### 3.5.4 Physiologische Faktoren

Die bisher vorliegenden Arbeiten über die Beziehung zwischen biologischen Prozessen und der chemischen Zusammensetzung von Schalen ergaben keine eindeutigen Zusammenhänge. Im allgemeinen scheint aber die chemische Zusammensetzung der Schalen nicht unwesentlich von physiologischen Faktoren abhängig zu sein. Zuerst stellte CHAVE (1954a) an Calcit-Schalen fest, daß höhere Organismen einen niedrigen Gehalt an Magnesium und Strontium aufweisen. Zum gleichen Ergebnis kam auch LOWENSTAM (1961 und 1964b) bei der Untersuchung von Aragonitschalen. Alle untersuchten Tiergruppen zeigten, daß die aragonitischen Algen die höchsten Sr/Ca-Verhältnisse aufweisen. Er konnte weiterhin feststellen, daß die Sr-Konzentration in den verschiedenen Tiergruppen unterschiedlich ist.

Vergleicht man die von THOMPSON & CHOW (1955), ODUM (1957a) und LOWENSTAM (1964c) untersuchten Tiergruppen, so lassen sich nach den Sr-Gehalten drei Gruppierungen unterscheiden:

- a) Niedere Gruppen, bestehend aus Algen (Chlorophyta), Coelenteraten (Hydrozoa, Alcyonaria, Scleractinia), Bryozoa (Ectoprocta) und Mollusken (Amphineura). Sie weisen ein Sr/Ca-Verhältnis auf, das dem des Wassers entspricht. Innerhalb dieser Gruppe zeichnet sich eine Abnahme des Sr-Gehaltes mit der Höhe der phylogenetischen Entwicklung ab. Das Sr/Ca-Verhältnis variiert zwischen  $10,8 \times 10^{-3}$  bei den Algen und ca.  $8,5 \times 10^{-3}$  bei den Mollusken.
- b) Eine Gruppe von höheren Organismen, welche die Anneliden (Polychaeta), Arthropoden (Cirripedia), Chordaten (Tunicata) und Vertebraten (Pisces) umfaßt. Diese Gruppen scheinen sich so zu verhalten wie die niedrigen Tiergruppen, und zwar nimmt der Sr-Gehalt zu den phylogenetisch höher entwickelten Gruppen hin ab. Das Sr/Ca-Verhältnis schwankt innerhalb dieser Gruppen zwischen  $10 \times 10^{-3}$  bei den Anneliden und  $4 \times 10^{-3}$  bei den Vertebraten.
- c) Die dritte Gruppe umfaßt nur Mollusken, und zwar im marinen und limnischen Bereich lebende Muscheln, Gastropoden und Scaphopoden. Das Sr/Ca-Verhältnis liegt bei ca.  $2 \times 10^{-3}$  und scheint innerhalb dieser Gruppe konstant zu sein.

Die untersuchten Tiergruppen lassen erkennen, daß man nur die Cephalopoden weder in die eine noch in die andere Gruppe einordnen kann.

Nach den Untersuchungen von ODUM (1957a), THOMPSON & CHOW (1955) und LOWENSTAM (1964c), die an calcitischen Organismen durchgeführt wurden, lassen sich drei Gruppen unterscheiden:

- a) Ein niedriges Sr/Ca-Verhältnis von 1 bis  $2 \times 10^{-3}$  findet man bei Muscheln, Gastropoden, Brachiopoden und den planktonischen Foraminiferen.
- b) Die zweite Gruppe umfaßt die meisten anderen Invertebraten. Sie weist ein Sr/Ca-Verhältnis von 2 bis  $4 \times 10^{-3}$  auf.
- c) Das Sr/Ca-Verhältnis liegt in einer dritten Gruppe höher als  $4 \times 10^{-3}$ . Hier sind die Cirripedier, Krabben und möglicherweise auch die Cephalopoden einzuordnen.

Höhere Konzentrationen wurden in den Algen und Echinodermen, niedrige Werte in Muscheln und Brachiopoden (Articulaten) gefunden (CLARKE & WHEELER 1922, CHAVE 1954a und LOWENSTAM 1964c). Einige Tiergruppen wie z.B. die Echinodermen, Ostrakoden und Cephalopoden weisen dagegen einen hohen Magnesiumgehalt auf, andere wie die magnesiumarmen Foraminiferen und möglicherweise auch die Brachiopoden zeigen dagegen einen für ihre phylogenetische Entwicklung zu niedrigen Mg-Gehalt. Diese Unstimmigkeiten können vielleicht auf Temperatur- oder Salinitätsunterschiede zurückgeführt werden.

Der Magnesiumgehalt liegt z.B. bei aragonitischen Gerüsten der Algen mit 0,5 mol% am höchsten und beträgt in Molluskenschalen 0,1 mol%. Verglichen mit der Mg-Konzentration in calcitischen Schalen (bis zu 20 mol%  $MgCO_3$ ) dürfte der niedrige Mg-Gehalt in aragonitischen Organismen auf die Ionengröße zurückgeführt werden (s. 2.5.3).

Weiterhin wurde festgestellt, daß das Sr/Ca-Verhältnis nicht nur zwischen den verschiedenen Tiergruppen variiert, sondern auch innerhalb einer Gruppe. CHAVE (1954a) fand, daß bei den Algen die aus Calcit aufgebaute Gattung *Goniolithon* bis zu 32,4 mol%  $MgCO_3$  aufweist. Die Schwankungen innerhalb calcitisch aufgebauter Algen bewegen sich zwischen 9 und 32,4 mol%  $MgCO_3$ .

Ob die Größe der Schale oder die Wachstumsgeschwindigkeit einen Einfluß auf die Mg- und Sr-Konzentration ausüben, ist nicht genügend erforscht. Hier sollen die Untersuchungen von DODD (1964, 1965) erwähnt werden, in denen bei *Mytilus* eine Abhängigkeit des Magnesiums in den Calcitlagen von der Größe feststellte. Dagegen hat die Schalengröße keinen Einfluß auf den Sr-Gehalt. DODD (1963) hält eine Korrelation zwischen der mineralogischen Zusammensetzung und der Temperatur für möglich, schließt dies aber bei jüngeren Individuen (< 15mm) völlig aus.

Eine Zusammenfassung der wirkenden Faktoren beim Einbau von Magnesium und Strontium in Schalen lebender Meeresorganismen stellt Tabelle 5 dar.

### 3.6 Diskussion und Schlußfolgerungen

Die primäre Mg- und Sr-Konzentration in Schalen lebender Meerestiere dürfte hauptsächlich von den oben genannten Faktoren abhängig sein (vgl. Tabelle 3). Die mineralogische Zusammensetzung der Schale hat, wie von vielen Verfassern dargestellt wurde, einen wesentlichen Einfluß auf die Mg- und Sr-Konzentration. Es wird angenommen, daß Aragonit das große Sr-Ion besser aufnehmen kann als Calcit, in dem das Mg-Ion eher eingebaut wird. Nach LEUTWEIN & WASKOWIAK (1962) finden sich in Calcit-Schalen Ionen mit Radien zwischen 0,7 und 1,05 Å als isomorphe Beimengungen, Ionen mit Radien über 1,1 Å reichern sich vor allem in aragonitischen Schalen an. Bei Tiergruppen wie den Cephalopoden und den meisten Muscheln, deren Schalen aus Aragonit und Calcit bestehen, wird demnach die Konzentration der beiden Elemente in erster Linie vom Aragonit/Calcit-Verhältnis bestimmt. Dagegen weisen die ermittelten Sr-Gehalte, die also primär und biogen sind (s. Kap. 3.7), in den untersuchten aragonitischen Kernabschnitten eine geringfügige Abweichung voneinander auf, wobei die Mg-Konzentration in den Pteropoden wesentlich niedriger liegt als in Foraminiferen.

Dies bedeutet, daß der kristallchemische Unterschied des Aragonit- und Calcit-Gitters für das Strontium nicht so groß sein dürfte wie er in vielen Arbeiten angenommen wird (vgl. FLÜGEL & WEDEPOHL 1967). Die Abhängigkeit des Aragonit-Anteils von der Salinität ist m.E. fraglich. Die Feststellung, daß eine Erhöhung des Aragonit-Gehaltes auf einer Abnahme der Salinität beruht, basiert bisher auf nur wenigen Daten. Auch sind z.T. Faktoren wie Temperatur und phylogenetischer Stand bei dieser Aussage wenig berücksichtigt worden. Die von LOWENSTAM (1954b) veröffentlichten Angaben (Tabelle 1) lassen sich weniger mit der jährlichen Durchschnittstemperatur als vielmehr mit den Temperaturen der warmen Monate in Einklang bringen. Eine vom Verfasser vorgenommene Überprüfung der Daten von *Mytilus edulis* auf ihre Beziehung zur Durchschnittssalinität, ist negativ ausgefallen. Auch EISMA (1965) konnte an *Mytilus edulis* keine Beziehung zwischen Aragonit-Gehalt und Salinität feststellen.

In den untersuchten Bohrkernen treten die Pteropoden am häufigsten in Profilmereichen auf, in denen während der Sedimentation eine höhere Salinität und niedrige Temperatur (bezogen auf heutige Verhältnisse) anzunehmen ist. Als Beispiel ist der Abschnitt des oberen Würm-Vollglazial anzuführen (s. Kap. 2.4.2).

Der bevorzugte Aufbau von Aragonit-Schalen ist hier vermutlich weniger auf die Temperatur als vielmehr auf erhöhte Salinität und die damit verbundene Übersättigung an  $\text{CaCO}_3$  zurückzuführen. Es ist nicht auszuschließen, daß der Aragonit-Anteil in der Schale von Temperaturschwankungen beeinflusst wird. Eine Mitwirkung der Salinität konnte nach den bisherigen Untersuchungsergebnissen nicht bewiesen werden.

Die Höhe des Mg- bzw. Sr-Gehaltes in den Schalen und Gerüsten div. Tiergruppen scheint auch von biologischen Prozessen abhängig zu sein. Aus den in Tabellen zusammengestellten Ergebnissen von DODD (1967) ist zu ersehen, daß höher organisierte Organismen einen niedrigen Gehalt an Magnesium und Strontium aufweisen. Diese Tendenz läßt sich nicht auf alle Tiergruppen übertragen. Einige Gruppen weisen für ihren Organisationsstand entweder eine zu hohe oder eine zu niedrige Konzentration auf. Diese Unstimmigkeiten beruhen mit großer Wahrscheinlichkeit auf gleichzeitig mitwirkende Faktoren wie Salinität und Temperatur. Auch von Art zu Art besteht ein wechselnder Bedarf an Spurenelementen. Nach LEUTWEIN & WASKOWIAK (1962) handelt es sich hierbei um eine artspezifische Aufnahmebereitschaft für die im Lebensmilieu angebotenen Spurenelemente, für deren Einbau eine physiologische Notwendigkeit nicht zu bestehen braucht. SAVIN & DOUGLAS (1973) konnten an *Globigerinoides ruber* und *Globigerinoides sacculifer* (planktonische Foraminiferen) Unterschiede im Mg-Gehalt nachweisen, obwohl beide Arten aus dem gleichen Milieu stammen und die gleiche Schalenzusammensetzung (Calcit) aufweisen.

Eigene Untersuchungen an *Globigerinoides sacculifer*, *Orbulina universa*, *Globigerinella siphonifera* und *Globigerinoides ruber* ergaben, daß im Bezug auf den Mg-Gehalt nur *G. sacculifer* geringere Werte aufweist als die übrigen Arten. Da aber keine wesentlichen Unterschiede in der Mg-Konzentration festzustellen sind, scheint ein wechselnder Bedarf der einzelnen Arten an Magnesium nicht zu bestehen (s. Tabelle 4).

Tabelle 4: Sr- und Mg-Gehalte in den untersuchten planktonischen Foraminiferen, angegeben in ppm (aus einer Probe)

	Sr <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	1000	1060
<i>Orbulina universa</i>	1100	1160
<i>Globigerinella siphonifera</i>	1080	1140
<i>Globigerinoides ruber</i>	990	1170

Die geringfügigen Mg-Unterschiede liegen innerhalb der angegebenen Fehlergrenze (s. Kap. 3.4). Im Bezug auf die Sr-Konzentration läßt sich verständlicherweise zwischen *G. sacculifer* und *G. ruber* eine Ähnlichkeit feststellen. Dies gilt auch für *Orbulina universa* und *Globigerinella siphonifera* (s. Tabelle 4).

Wesentlich ist, daß sowohl *G. sacculifer* als auch *G. ruber* ähnliche Sr-Konzentrationen aufweisen, ihre Mg-Gehalte aber unterschiedlich sind.

Um den Einfluss (phylogenetischer Stand und mineralischer Schalenbau) in den ermittelten Daten auszuschließen, wurden für die geochemischen Analysen nur calcitische Schalen der Foraminiferen-Art *Globigerinoides ruber* und aragonitschalige Pteropoden der Art *Creseis virgula* verwendet.

Demnach sollten die eingebauten Sr- und Mg-Gehalte in erster Linie von der Temperatur und/oder der Salinität im Lebensraum der jeweiligen Organismen beeinflusst sein. Da beide Faktoren gleichzeitig wirken, wenn auch in unterschiedlicher Intensität, sollen sie hier gemeinsam diskutiert werden.

Folgende Beziehungen zwischen Temperatur und Salinität in einem Meeresbecken wie dem Roten Meer, könnten im Jungpleistozän bestanden haben:

1) Bei normalem Wasseraustausch zwischen dem Roten Meer und dem Indischen Ozean dürfte es keine wesentlichen

Unterschiede von den heutigen Verhältnissen gegeben haben (s. Tabelle 2).

2) War dagegen der Wasseraustausch während einer Eiszeit infolge einer Meeresspiegelabsenkung reduziert, so müßte man mit einer relativ erhöhten Salinität und niedrigerer Temperatur rechnen.

Hier stellt sich die Frage, ob die Zunahme der primär eingebauten Sr- und Mg-Gehalte mit einer erhöhten Salinität und niedrigerer Temperatur oder mit normaler Salinität und höherer Temperatur zu erklären sind.

Folgt man den Vorstellungen von CHAVE (1954a), LOWENSTAM (1961), LEUTWEIN & WASKOWIAK (1962), DODD (1965) u.a., so scheint die Konzentration von Magnesium und Strontium sowohl vom Angebot im Meerwasser als auch von der Temperatur des Wassers positiv beeinflußt zu werden.

Legt man die von EMERY et al. (1969) für das Jungpleistozän im Roten Meer festgestellten Phasen zugrunde, in denen entweder höhere Temperatur und normale Salinität oder niedrigere Temperatur und höhere (Absenkung des Meeresspiegels) vorherrschten, so ergibt sich, daß die Zunahme des Sr-Gehaltes in lebenden Foraminiferen und Pteropoden nur eine Folge der Salinität oder der Temperatur sein kann, wobei der eine oder der andere Effekt völlig unterdrückt wird.

Nach den Ergebnissen von GEVIRTZ & FRIEDMAN (1966), MILLER et al. (1966) sowie FRIEDMAN (1969) dokumentiert anorganisch gefällter Aragnit in "hardlayers" einen Zeitabschnitt, in dem eine höhere Salinität vorherrschte. Erhöhte Sr-Gehalte in den Schalen solcher Kernabschnitte, die nach der Mikrofauna und nach <sup>14</sup>C-Daten dem oberen Würm-Vollglazial zugerechnet werden, scheint daher eine Folge erhöhter Salinität zu sein.

Aus einem Vergleich zwischen den ermittelten Sr-Werten in Schalen des Holozäns (ca. 0,09 %), in dem hohe Temperatur und normale Salinität vorherrschten, und in Schalen des oberen Würm-Vollglazials darunter (ca. 0.2 %) ergibt sich, daß die Schwankungen der primären Sr-Gehalte in erster Linie eine Folge von Salinitätsunterschieden sind, die aus eustatischen Meeresspiegelschwankungen (Glazial-Zeiten) resultieren. Eine überwiegende Abhängigkeit der Sr-Gehalte von der Temperatur sollte dagegen das umgekehrte Bild erbringen, d.h. höhere Sr-Konzentration in Schalen des Holozäns und niedrigere im oberen Würm-Vollglazial.

Auch die Verteilung der planktonischen Foraminiferen ist in den untersuchten Kernprofilen bemerkenswert verschieden. Die erkennbaren Unterschiede können durch Salinitätsschwankungen erklärt werden (vgl. RISCH 1974, 1976 und YUSUF 1976). Die gleichsinnigen Schwankungen von Magnesium und Strontium sind mit Veränderungen der Häufigkeit bestimmter Foraminiferen korrelierbar. In Abschnitten geringer Sr- und Mg-Gehalte kommen die untersuchten planktonischen Foraminiferen wesentlich häufiger vor als in Profilbereichen mit hoher Mg- und Sr-Konzentration (vgl. Abb. 2, 3, 4). Auch diese Erscheinung läßt sich als Auswirkung von Salinitätsunterschieden deuten.

Die Sr-Schwankungen sind in erster Linie eine Folge von Salinitätsunterschieden, d.h. die primäre Sr-Konzentration in den untersuchten Schalen wurde vorwiegend von der Salinität bzw. vom Angebot des Strontiums im Wasser bestimmt.

Höhere Salinitäts-Verhältnisse in Glazial-Zeiten müssen jedenfalls als Folge einer Meeresspiegelabsenkung und dem daraus resultierenden geringeren Wasseraustausch zwischen dem Roten Meer und dem Indischen Ozean gedeutet werden.

Die scheinbar negative Korrelation zwischen Strontium bzw. Magnesium und der Temperatur spricht nicht gegen die Vorstellung, daß beide Elemente bei steigender Temperatur zunehmen. Es wird hier angenommen, daß bei Abnahme der Temperatur beide Elemente in geringerem Maße eingebaut werden. Die gleichzeitige Zunahme der Salinität bewirkt jedoch eine Zunahme der Mg- und Sr-Konzentration, wodurch der temperaturbedingte Verlust ausgeglichen wird.

Die Untersuchungen von DODD (1965), die eine Zunahme des Magnesiums infolge steigender Temperatur und abnehmender Salinität erbracht haben, sind m.E. auch in diesem Sinne zu sehen. Hier dürfte der Effekt der Salinität eliminiert worden sein.

Zusammenfassend ist festzustellen:

- 1) Der Einbau von Strontium und Magnesium in Schalen lebender Foraminiferen und Pteropoden ist in erster Linie vom Angebot der beiden Elemente im Wasser abhängig.
- 2) Die Konzentration der beiden Elemente wird sowohl von der Temperatur als auch von der Salinität positiv beeinflusst. Wirken diese Faktoren gegenläufig, so werden sie neutralisiert oder der eine oder der andere Effekt unterdrückt.
- 3) Die primären Mg- und Sr-Gehalte in noch unveränderten Foraminiferen- und Pteropoden-Schalen können als Indikator für größere Salinitätsschwankungen, wie sie in einem fast abgeschlossenen Meeresbecken entstehen können.

nen, angewandt werden. Dagegen dürften die Schwankungen im offenen Ozean für solche Messungen zu gering sein (vgl. SAVIN & DOUGLAS 1973).

- 4) Die Faktoren, die den Einbau von Spurenelementen in der Schale beeinflussen, wirken alle gleichzeitig und müssen daher bei einer Auswertung der Ergebnisse berücksichtigt werden. Wesentlich ist es, welcher Faktor für die höhere oder niedrigere Konzentration eines Elementes ausschlaggebend ist.

**Tabelle 5:** Einfluß chemisch-physikalischer und physiologischer Faktoren auf den Einbau von Magnesium und Strontium in Schalen lebender Meeresorganismen

Verfasser	Temperatur		Salinität u. Chemie des Wassers		Mineralogie der Schale		phylogenetischer Stand	
	Sr <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Sr <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Sr <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Sr <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>
KULP et al. (1952)	★		+	+				
ODUM (1950, 1957a)	★		+				-	-
CHAVE (1954a)		+			+	+		-
THOMPSON & CHOW (1955)							-	
KRINSLEY (1960b)	★							
PILKEY & HOWER (1960)	+	+	-					
LOWENSTAM (1961, 1964b, 1964c)				+			-	
LEUTWEIN & WASKOWIAK (1962)		★						
CHILLINGAR (1962)		+						
LERMAN (1965a)	+		+	+				
DODD (1965)	-	+		-				
HARRIS (1965)					+	+		
DODD (1967)				+				
FRIEDMAN (1969)				+				
KINSMAN (1969)				+				
BORNHOLD & MILLIMAN (1972)		+						
BONDER (1974)		★						

★ = kein Einfluß, + = positiv, - = negativ

### 3.7 Diagenese

Die Konzentration von Magnesium und Strontium in Schalen lebender Meerestiere und ihre Beeinflussung durch verschiedene Faktoren wurde im Kapitel 3.5 diskutiert. Sterben diese Tiere, so sinken sie auf den Meeresboden. Dort unterliegen sie, wie die übrigen Sedimente, dem Einfluß der Diagenese. Die ursprüngliche mineralogische Zusammensetzung der Schale und insbesondere die Konzentration der Spurenelemente verändern sich. Demnach stellt sich die Frage, ob mit der Sr- und Mg-Konzentration in Fossilschalen Rückschlüsse auf Paläotemperaturen und Paläosalinitäten überhaupt möglich sind. Verändert sich der primäre Gehalt an Strontium und Magnesium bei einsetzender Diagenese?

Mit der folgenden Diskussion, die sich neben der Literaturoauswertung vor allem auf Daten eigener Untersuchungen stützt, wird versucht diese Frage zu beantworten.

Die rezenten Carbonatsedimente bestehen aus den Mineralien Mg-Calcit (4 mol% MgCO<sub>3</sub>), Aragonit und Calcit (4 mol% MgCO<sub>3</sub>). Nur der letztere ist über längere Zeit stabil und kommt primär nur in untergeordneten Mengen vor (BERNER 1966, TAFT 1967, BAUSCH 1968 u.a.).

Setzt man voraus, daß die Ausfällung der Carbonate auch in älteren Epochen weitgehend in Form instabiler Mineralien stattgefunden hat, so sind z.B. die paläozoischen Carbonatsedimente, die aus Calcit und Dolomit bestehen, ein Produkt diagenetischer Prozesse, bei denen instabiler Mg-Calcit und Aragonit in stabilen Calcit und/oder Dolomit überführt wurden. Als Folge dieser diagenetischen Veränderungen sind nach FURNASERI & GRUNDI (1963), KAHLE (1965) und FLOGEL & WEDEPOHL (1967) auch nur relativ niedrige Sr-Gehalte in den Carbonatsedimenten der geologischen Vergangenheit enthalten.



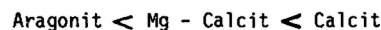
Der Übergang in die stabilen Phasen erfolgt entweder durch Auflösung des Aragonits und Ausfällung von Calcit oder durch Inversion bzw. Transformation (vgl. BATHURST 1964, FRIEDMAN 1964 und DODD 1966). Eine völlige Überführung des Aragonits in Calcit bei 25° C benötigt im Wasser nach den Daten von CHAUDROR (1954), BROWN et al. (1962) und anderen 10<sup>7</sup> Jahre. Dagegen sprechen schon umgewandelte pleistozäne Aragonite, die ein Alter von 10<sup>5</sup> Jahren aufweisen und die noch erhaltenen Aragonite karbonischen Alters (3 x 10<sup>8</sup> Jahre alt) (STEHLI 1956 und HALLAM & OHARA 1962). Die Transformation von tertiären Sedimenten scheint nach BAUSCH (1968) noch nicht abgeschlossen zu sein.

Ein Kalk, der nur aus Calcit besteht, ist nach STEHLI & HOWER (1961) ein Produkt der Frühdiagenese. Die Frühdiagenese ist nach GERMANN (1966) "ein Stadium der Diagenese, das unmittelbar auf die mechanische oder chemische Ablagerung des Sediments folgt". Hier beginnt auch die Überführung von Aragonit zu Calcit. Diese Umwandlung erfolgt zum Teil, wie oben erwähnt wurde, durch vollständige Auflösung des Aragonits. Die dadurch entstandenen Hohlräume werden mit ausgefälltem Calcit ausgefüllt. Andererseits wird der Aragonit ohne sichtbare Lösungsphase in Calcit überführt oder bei Anwesenheit von Mg-reichen Lagen und höherem pH zu Dolomit umgewandelt.

Die Stabilität der Carbonate hängt von den im Ablagerungsraum vorherrschenden chemischen und physikalischen Verhältnissen ab. Auch bei der Überführung zum stabilen Calcit scheint die Reihenfolge davon abhängig zu sein. So konnte STEHLI & HOWER (1961), CHAVE et al. (1962), JANSEN & KITANO (1963), FRIEDMAN (1964) und andere für die Stabilität folgende Reihenfolge aufstellen:



FRIEDMAN (1965c) sowie GEVIRTS & FRIEDMAN (1966) fanden in Tiefsee-Sedimenten aus dem Roten Meer, in denen helle und dunkle Lutite die Hauptbestandteile ausmachen, den Mg- Calcit noch erhalten, obwohl der Aragonitgehalt z.T. auf Null reduziert wurde. Sie stellten die Reihenfolge auf:



WEYL (1967) stellte fest, daß Mg- Calcit mit einem Gehalt von 12 bis 13 mol% MgCO<sub>3</sub> eine Löslichkeit hat, die ca. der des Aragonits entspricht. Höhere Gehalte an MgCO<sub>3</sub> führen zu einer höheren Löslichkeit. Er stellte deshalb folgende Stabilitätsreihe auf:



Zusammenfassend bleibt festzuhalten, daß

- Calcit für diagenetische Auflösung weniger anfällig ist als Aragonit und Mg- Calcit und daher auf längere Zeit stabil bleibt
- sowohl der reduzierte Aragonit-Gehalt als auch der erhaltene Mg - Calcit dafür sprechen, daß die Sedimente im Roten Meer eine diagenetische Phase durchlaufen, die noch nicht abgeschlossen ist.

Die diagenetischen Veränderungen an Carbonaten können durch verschiedene Methoden erfaßt und interpretiert werden.

BERNER (1966) ging davon aus, daß die Diagenese einen Verlust an Magnesium und Strontium aus den Carbonaten zur Folge hat. Dadurch erhöht sich das Mg/C1- Verhältnis im Porenwasser. Entspricht das Mg/C1- Verhältnis im Porenwasser dem des normalen Meerwassers, so ist eine Umkristallisation nicht erfolgt. Nach ihm ist eine diagenetische Auflösung von Aragonit und Mg- Calcit noch nicht erfolgt, solange die Sedimente in Berührung mit Meerwasser bzw. dem daraus abgeleiteten Porenwasser bleiben.

Die Rate der Umwandlung von Aragonit zu Calcit hat nach SIEGEL (1960) eine direkte Beziehung zu der abgeführten Menge an Strontium aus dem Aragonit. Entspricht dagegen die Sr-Konzentration im Aragonit dem primären Gehalt (verglichen mit rezenten Formen) oder weicht sie davon geringfügig ab, so dürfte eine Umwandlung zu Calcit kaum stattgefunden haben. Weiterhin konnte er feststellen, daß die Sr-Konzentration in Carbonaten die Umwandlung von Aragonit zu Calcit unter natürlichen geologischen Bedingungen hemmt.

Andere Untersuchungen zeigen dagegen, daß der Aragonit durch den Sr-Gehalt nicht stabilisiert werden kann (FYFE & BISCHOFF 1965, GREEN 1967 und KUNZLER & GOODELL 1970).

Auch die höhere Mg-Konzentration im Meerwasser verhindert nach TAFT (1967) und TAFT & HARBOUGH (1964) die Transformation von Aragonit und Mg- Calcit.

LOWENSTAM (1961, 1963) stellte fest, daß diagenetische Veränderungen teilweise auch das  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis sowie die Konzentration von Magnesium und Strontium in der Schale unterschiedlich beeinflussen. Ein Studium dieser Parameter kann danach eine zuverlässige Interpretation der Diagenese erlauben. Er nimmt an, daß die Fossilshalen bei fortschreitender Diagenese und Entstehung von sekundärem Calcit ein niedriges  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis ausweisen, wobei die Mg- und Sr-Konzentrationen abnehmen.

Wie aus der Tabelle 6 ersichtlich ist, gehen die Meinungen über diagenetische Veränderungen und ihre Auswirkungen auf die Konzentration der Spurenelemente in Fossilshalen weit auseinander.

**Tabelle 6:** Relative Veränderungen von Mg- und Sr-Gehalten in Schalenmaterial durch diagenetische Beeinflussung

Verfasser		Mineralogie der Schale	Alter	Diagenetische Mg-Gehalt	Veränderungen Sr-Gehalt
EMILIANI (1955)	11 Foram. (plankt.)	Calcit	Pleist., Rez.	Abnahme	konstant
KRINSLEY & BIERI (1959)	5 Pteropoden	Aragonit	Mio., Plio., Pleist., Rez.	Zunahme	konstant
KRINSLEY (1960a)	3 Gastropoden	Aragonit	Pleist., Rez.	Zunahme oder Abnahme	konstant
KRINSLEY (1960b)	3 Foram. (plankt.)	Calcit	Rez.	Zunahme oder Abnahme	konstant
WANGERSKY & JOENSUU (1963)	Foram. Konzentrat (plankt.)	Calcit	Pleist.	konstant	konstant
PILKEY & GOODELL (1964)	4 Mollusken	Aragonit	Mio., Plio., Pleist., Rez.	Abnahme	Zunahme
	1 Mollusk	Calcit	Mio., Plio., Pleist., Rez.	Abnahme	Abnahme
DODD (1966)	2 Mollusken	Calcit	Pleist., Rez.		konstant
LIPPS & RIBBE (1967)	31 Foram. (plankt.)	Calcit	Eo., Mio., Rez.	Abnahme oder Zunahme	konstant
AMIEL et al. (1973)	Korallen	Aragonit	Rez.	Abnahme	konstant
Eigene Werte	350 Proben Foram. (plankt.)	Calcit	Jungpleistozän	Abnahme	konstant

Die Mehrzahl der Bearbeiter geht jedoch davon aus, daß bei diagenetischen Veränderungen der Mg-Gehalt abnimmt, während die Sr-Konzentration konstant bleibt. Tab. 6 zeigt jedoch recht eindeutig, daß die Ergebnisse dieser Untersuchungen nur auf sehr wenigen Proben basieren. TUREKIAN & ARMSTRONG (1960) fanden in aragonitischen Mollusken (Kreide) höhere Sr-Gehalte als in rezenten Formen, und PILKEY & GOODELL (1964) stellten in calcitischen Mollusken eine Abnahme der Mg- und Sr-Konzentration infolge diagenetischer Veränderungen fest, wobei der Sr-Gehalt in aragonitischen Mollusken zunimmt. Dagegen stellte DODD (1966) fest, daß der Sr-Gehalt in calcitischen Mollusken relativ unverändert bleibt. Andere dagegen neigen zu der Annahme, daß der Sr-Gehalt in diagenetisch noch unveränderten Fossilshalen der primären Konzentration entspricht. So stellte KULP et al. (1952) an nicht umkristallisierten Turritellen aus verschiedenen Altersstufen (Kreide bis rezent) fest, daß der Durchschnitt des Sr-Gehaltes unabhängig vom Alter ziemlich konstant bleibt.

KRINSLEY (1960b) und EMILIANI (1955) fanden, daß der Sr-Gehalt in Foraminiferen-Schalen stabil ist, während die Mg-Konzentration mit Zunahme des Alters ab- oder zunimmt (s. Tabelle 6).

Dagegen stellten WANGERSKI & JOENSUU (1963) an Foraminiferen-Konzentraten fest, daß der Mg-Gehalt in pleistozänen Carbonaten relativ konstant ist.

Nach FLOGEL & WEDEPOHL (1967) ist nur bei Kalken aus dem jüngeren Mesozoikum und dem Tertiär mit zum Teil erhaltenen primären Gehalten an Strontium zu rechnen.

### 3.7.1 Pteropoden

In dieser Arbeit bieten die ermittelten Sr- und Mg-Gehalte in den untersuchten Pteropoden- und Foraminiferen-Schalen eine zuverlässige Interpretationsmöglichkeit der Diagenese in Sedimenten des Roten Meeres an.

Zuerst werden die aus den untersuchten Pteropoden (Aragonit) gewonnenen Daten diskutiert, wobei die Interpretation in erster Linie auf einen Vergleich zwischen den selbst ermittelten Konzentrationen und den Angaben anderer Autoren bei rezenten Formen beruht. Dazu dient die Tabelle 7.

Tabelle 7: Sr- und Mg-Konzentrationen in Pteropoden-Schalen

	Magnesium (ppm)	Strontium (ppm)
ODUM (1950 und 1957)	-----	1700
KRINSLEY & BIERI (1959)	100 - 360	800 - 1000
MARCHIG (1972)	1000	1300 - 2200
eigene Werte (90 Proben)	350 - 2500	800 - 2500

Die in dieser Arbeit untersuchten Pteropoden stammen aus den Kernen WR - 35, WR - 14 und 06 K. Die bisher bekannten Sr- und Mg-Konzentrationen in Pteropoden liegen für das Strontium zwischen 0,08 % und 0,22 % und für das Magnesium zwischen 0,02 % und 0,1 % (s. Tabelle 7). Bei den pleistozänen Pteropoden des Roten Meeres variieren die ermittelten Sr-Gehalte zwischen 800 und 2500 ppm und die Mg-Werte zwischen 350 und 2500 ppm. Die Sr-Gehalte lassen sich zwanglos in die Angaben von KRINSLEY & BIERI (1959) und MARCHIG (1972) einfügen.

Röntgendiffraktometrische Untersuchungen, die an einigen Proben durchgeführt wurden, ergaben, daß die Pteropoden noch vollständig aus Aragonit bestehen. Daraus kann gefolgert werden, daß allein durch Aragonit-Umwandlung noch keine wesentlichen Sr-Mengen aus den Fossilshalen entfernt worden sein können.

Ein Sr-Gehalt von 2500 ppm kann weder durch eine Verunreinigung mit Mg-Calcit noch mit anorganischem Aragonit noch mit Ton erzielt werden (s. 3.7.2). Vielmehr scheint die Sr-Konzentration in den untersuchten Gehäusen primär eingebaut zu sein. Sie ergibt sich aus dem ansteigenden Sr-Angebot im Wasser infolge des reduzierten Wasseraustausches zwischen dem Roten Meer und dem Indischen Ozean. Auflösungserscheinungen, wie sie an Gehäusen z.T. zu beobachten sind, dürften nicht als Hinweis auf eine Zunahme oder Abnahme von Strontium in den Gehäusen zu werten sein.

Dazu sollten die experimentellen Untersuchungen von AMIEL et al. (1973) an aragonitischen Korallen hier erwähnt werden. Sie stellten fest, daß bei einer teilweisen Auflösung des Aragonits das Sr/Ca-Verhältnis im nicht gelösten Aragonit unverändert bleibt. Dies ist ein Hinweis darauf, daß das Strontium im Aragonit-Gitter eingebaut ist. Die Untersuchungen zeigen aber auch, daß das Magnesium zu Beginn des Experimentes rapide abnimmt. Nach einigen Tagen erreicht der Mg-Gehalt einen Wert, der bis zum Schluß des Experimentes mehr oder weniger konstant bleibt. Die plötzliche Abnahme des Magnesium zu Beginn wird damit erklärt, daß ca. 25 % dieses Elementes nicht eingebaut, sondern adsorbiert wären. Dies gilt auch für das Natrium und das Kalium. Auch DODD (1967) konnte an Mg-Calcit bei experimentellen Untersuchungen im destillierten Wasser feststellen, daß sich ein rapider Verlust an Magnesium abzeichnet. Er stellte ferner fest, daß die Erhöhung des Mg-Gehaltes eine erhöhte Auflösung von Mg-Calcit zur Folge hat. In diesem Sinne ist auch die anfängliche rapide Abnahme des Magnesiums in den Untersuchungen von SCHRÖDER (1969) zu sehen.

Folgt man den Vorstellungen von SIEGEL (1960) und LOWENSTAM (1961, 1963), so scheint eine diagenetische Umwandlung zu Calcit in den untersuchten Pteropoden kaum stattgefunden zu haben. Mit KRINSLEY & BIERI (1959) und anderen halte ich den Sr-Gehalt in diagenetisch unveränderten Pteropoden für biogen und primär. Er kann daher als Indikator für die Paläosalinität angewandt werden.

Die fast unveränderten Sr-Gehalte sind ein Beweis dafür, daß die jungpleistozänen Sedimente im Roten Meer derzeit noch eine fröhdiagenetische Entwicklung durchlaufen.

### 3.7.2 Planktonische Foraminiferen

Die geochemischen Untersuchungen wurden zumeist an Foraminiferenschalen durchgeführt. *Globigerinoides ruber* war für die Untersuchungen sehr geeignet, da diese Art überall in den untersuchten Kernprofilen vorkommt. Das Ziel, eine möglichst hohe Probenzahl zu bearbeiten, wurde dadurch am besten erreicht.

Es ist bekannt, daß die Schalen planktonischer Foraminiferen primär aus Calcit bestehen, der natürlich auch ein Endprodukt fröhdiagenetischer Entwicklung sein kann. Da in den Sedimenten jedoch einerseits Aragonit und hohe Gehalte an Mg-Calcit andererseits in den untersuchten Pteropoden unveränderte primäre Sr-Gehalte festgestellt wurden, ist nicht anzunehmen, daß der Einfluss der Fröhdiagenese auf die instabilen Mineralien zu wesentlichen Veränderungen der mineralogischen Zusammensetzung geführt hat. Daher dürfte auch der Einfluß der Fröhdiagenese auf die Calcit-Schalen unbedeutend sein.

Da Calcit weniger anfällig für diagenetische Auflösung ist als Mg-Calcit und Aragonit, sollte man auch in den untersuchten calcitischen Foraminiferen mit der Konservierung des primären Sr-Gehaltes rechnen dürfen (vgl. FLOGEL & WEDEPOHL 1967).

**Tabelle 8:** Die Mg- und Sr-Konzentration in Foraminiferen-Schalen, zusammengestellt aus verschiedenen Arbeiten

	Magnesium (ppm)	Strontium (ppm)
ODUM (1950 und 1957a) Foraminiferen-Konzentrat	-----	1000 - 1200
EMILIANI (1955) <i>G. sacculifer</i>	2400	1100
THOMPSON & CHOW (1955) Foraminiferen	-----	2200
KRINSLEY (1960b) <i>G. ruber</i>	2300	ca. 1000
WANGERSKY & JOENSUU (1963) Foraminiferen Konzentrat	-----	1600
LIPPS & RIBBE (1967) <i>G. ruber</i>	1300 $\pm$ 400	1000 $\pm$ 500
<i>G. sacculifer</i>	1200 $\pm$ 500	1000 $\pm$ 200
MARCHIG (1972) Globigerinen	1100	800
SAVIN & DOUGLAS (1973) <i>G. ruber</i>	1800 $\pm$ 600	-----
<i>G. sacculifer</i>	1300 $\pm$ 200	-----
eigene Werte <i>G. ruber</i> (350 Proben)	500 - 5000	750 - 2200

Die breite Variation, insbesondere beim Magnesium (1100 bis 2400 ppm), scheint eine Folge verschiedener Faktoren zu sein, die im Kapitel 3.5 diskutiert worden sind.

Die Mehrzahl der Bearbeiter hält den Sr-Gehalt in unveränderten Foraminiferen-Schalen für primär und biogen (s. Tabelle 8). Der Mg-Gehalt nimmt dagegen mit der Zeit bzw. mit der Tiefe ab. Nur die Untersuchungen von WANGERSKY & JOENSUU (1963) ergaben, daß sowohl der Sr-Gehalt als auch die Mg-Konzentration in pleistozänen Carbonaten relativ stabil sind.

Die in dieser Arbeit ermittelten Sr-Werte variieren zwischen 750 und 2200 ppm. Sie entsprechen damit den von THOMPSON & CHOW (1956), KRINSLEY (1960b), WANGERSKY & JOENSUU (1963) und MARCHIG (1972) in Foraminiferen-Schalen nachgewiesenen Gehalten.

Dagegen weicht die Mg-Konzentration von den veröffentlichten Angaben stark ab (s. Tabelle 8). Die Werte schwanken zwischen 500 und 5000 ppm, in einigen Proben sind sogar Gehalte bis zu 6000 ppm festgestellt worden. Die niedrigen Werte sprechen jedenfalls dafür, daß der Mg-Gehalt infolge fröhdiagenetischer Beeinflussung abgenommen hat. Vergleicht man die untersuchten Kerne nach ihrem Mg-Gehalt, so ergibt sich, daß die Mg-Schwankungen, die in den einzelnen Kernen auftreten und auch eine Gliederung erlauben, von einem Kern zum anderen zu

groß sind, um sie durch primäre Unterschiede erklären zu können. Hohe Mg-Werte sprechen eher für Beimengung von Mg-Calcit, die als anorganische Fällungsprodukte in diesen Kernbereichen auftreten (GEVIRTZ & FRIEDMAN 1966). Anorganischer Mg-Calcit kann nach MILLIMAN (1974) bis 11 %  $MgCO_3$  enthalten. Eine gleichzeitige Zunahme des Sr-Gehaltes durch Mg-Calcit erscheint nicht möglich. Es ist eher anzunehmen, daß die Sr-Gehalte, die durch Mg-Calcit zugeführt werden können, allenfalls der Sr-Konzentration in der Schale entsprechen bzw. sogar wesentlich niedriger liegen (vgl. OXBURGH et al. 1959; KINSMAN 1965; HOLLAND et al. 1963, 1964). Dies gilt für Verunreinigung durch anorganischen Aragonit.

Daraus ergibt sich, daß in den untersuchten Proben Verunreinigungen durch Mg-Calcit zwar eine Erhöhung der Mg-Anteile, aber möglicherweise auch eine Reduzierung der primären Sr-Gehalte zur Folge hatten. Demnach dürfte die Sr-Konzentration in Wirklichkeit höher liegen als die z.T. niedrigen Meßwerte (750 ppm). Dagegen dürften die hohen Sr-Gehalte weder durch Mg-Calcit noch Aragonit zu erzielen sein. Sie sind vielmehr biogen und primär und resultieren aus erhöhter Salinität bzw. hohem Angebot an Strontium im Meerwasser.

Eine Verunreinigung durch Ton kann ausgeschlossen werden, da in den Analysen zumeist kein Rückstand festzustellen war. Außerdem ist als Folge einer Verunreinigung durch Tonminerale nur eine Zunahme des Mg-Gehaltes (Adsorption) möglich, wobei die Konzentration des Strontiums im Verhältnis sogar abnehmen muß. Von anderen Untersuchungen ist auch bekannt, daß die Sr-Gehalte in carbonatfreien Tiefseetönen sehr gering ist. FLOGEL & WEDEPOHL (1967) geben die Gehalte mit ca. 100 ppm an. Auch TUREKIAN (1964) stellte fest, daß Strontium in Tönen in erheblich geringerer Menge enthalten ist als in Carbonatsedimenten. In Tiefseesedimenten mit weniger als 2%  $CaCO_3$ -Gehalt fand er Strontiumwerte, die unter 200 ppm liegen. FLOGEL & WEDEPOHL (1967) konnten auch keine generelle Beziehung zwischen Sr-Gehalt und Tönen feststellen. Weiterhin weisen die Sr-Werte von 8800 Proben (Carbonatgesteine der Russischen Tafel) keine Beziehung zum Tonrückstand auf (VINOGRADOV & RONOVI 1956). Dagegen konnte BAUSCH (1965) diese Beziehung zwischen dem Sr-Gehalt und Tonrückstand feststellen.

Festzuhalten bleibt jedoch, daß sich in den untersuchten Kernen übereinstimmende Schwankungen abzeichnen, d.h., daß im Profil mit ansteigendem Mg-Gehalt auch die Sr-Konzentration zunimmt. Inwieweit sich die ermittelten Sr- und Mg-Gehalte in den untersuchten Kernen ähnlich verhalten, wurde an den Daten der Kerne 172 P, 194 P und 198 P überprüft. Es ergaben sich Korrelationskoeffizienten von 0,94, 0,83 und 0,89 sowie ein nahezu linearer Zusammenhang zwischen Mg-Gehalten und den Sr-Werten (s. Abb. 17, 18 und 19). Dieser enge Zusammenhang legt den Schluß nahe, daß eine Gliederung der Kerne nach dem Mg-Gehalt allein ebenfalls möglich sein müßte.

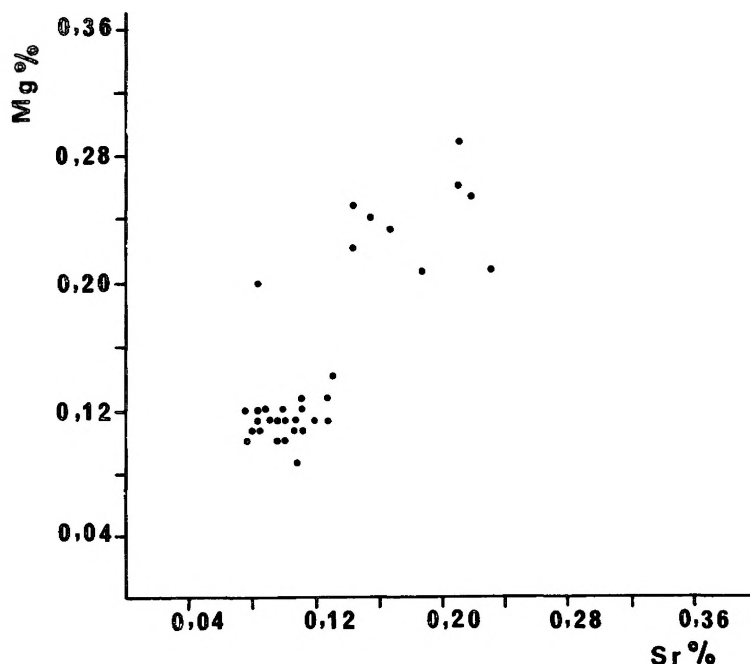


Abb. 17: Die Beziehung zwischen Magnesium und Strontium im Kern VA - 01 172 P (Korrelationskoeffizient  $r = 0,83$ )

Correlation between magnesium and strontium in core 172P ( $r = 0,83$ )

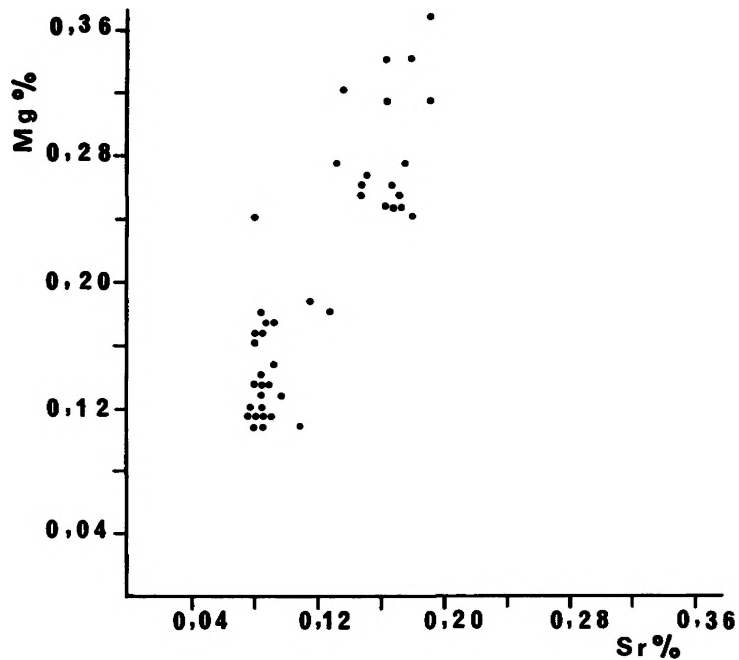


Abb. 18: Die Beziehung zwischen Magnesium und Strontium im Kern 194 P (Korrelationskoeffizient  $r = 0,89$ )

Correlation between magnesium and strontium in core 194 P ( $r = 0,89$ )

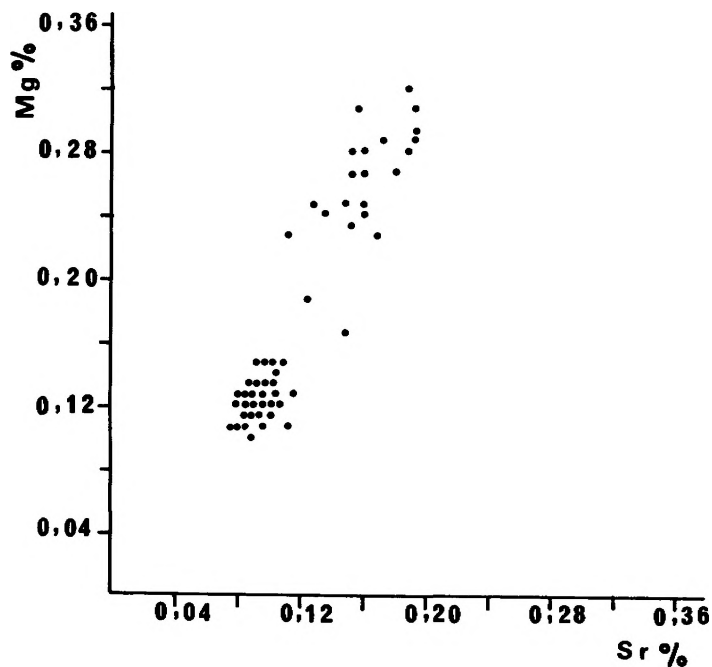


Abb. 19: Die Beziehung zwischen Magnesium und Strontium im Kern 198 P (Korrelationskoeffizient  $r = 0,94$ )

Correlation between magnesium and strontium in core 198 P ( $r = 0,94$ )

Weiterhin wurden ca. 300 Werte in Summenkurven dargestellt (Abb. 20 und 21). Es zeigt sich, daß 65% der Sr-Werte unterhalb 1150 ppm liegen. Dies beruht darauf, daß die meisten Proben aus euhalinen Milieus (Holozän, Würm-Frühglazial und z.T. mittleres Würm-Vollglazial) zur Untersuchung herangezogen werden konnten. Bei hyperhalinen Verhältnissen, wo eine Zunahme des Sr-Gehältes in den Schalen infolge erhöhter Salinität zu erwarten ist, stehen infolge der reduzierten Individuen- und Arten-Zahl nur wenige Proben zur Verfügung.

Weiterhin zeigt Abb. 20, daß Sr-Werte von 1150 - 1300 ppm selten vorkommen. Dies spricht dafür, daß ein allmählicher Übergang von normalhalinem zum hyperhalinen Milieu oder umgekehrt nicht besteht.

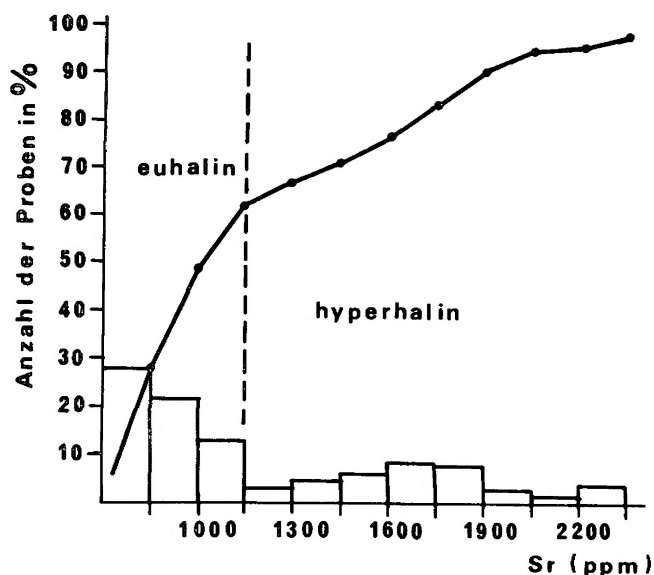


Abb. 20: Häufigkeitsverteilung der Sr-Werte ausgewählter Kerne. Deutung der Doppelgipfeligkeit der Kurve als Hinweis auf die fazielle Herkunft der Proben.

Frequency distribution of Sr values from selected cores. Explanation of bimodality in terms of facial origin of the samples.

Die Seltenheit solcher Werte erleichtert jedenfalls die Gliederung der untersuchten Kerne erheblich. Die Werte, die unterhalb 1150 ppm liegen, wurden als Ausdruck euhaliner Verhältnisse verstanden, und die Gehalte über 1300 ppm deuten auf hyperhaline Verhältnisse hin.

Auch der überwiegende Teil der Mg-Werte (54 %) liegt aus dem oben erwähnten Grund unterhalb 1500 ppm (s. Abb. 21). Es zeigt sich, daß Werte zwischen 2000 und 2500 ppm selten vorkommen. Gehalte von mehr als 3250 ppm machen nur ca. 5 % der aufgetragenen Werte aus.

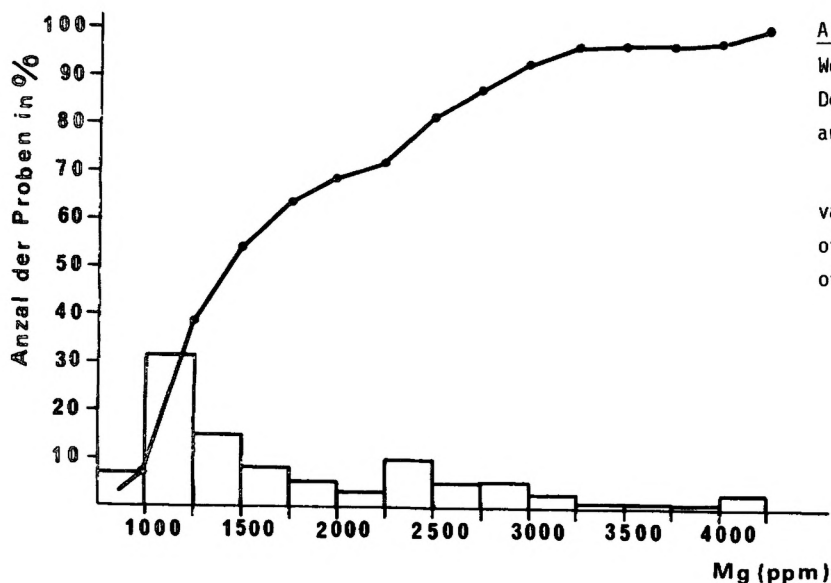


Abb. 21: Häufigkeitsverteilung der Mg-Werte ausgewählter Kerne. Deutung der Doppelgipfeligkeit der Kurve als Hinweis auf die fazielle Herkunft der Proben.

Frequency distribution of Mg values from selected cores. Explanation of bimodality in terms of facial origin of the samples.

Zusammenfassend läßt sich folgendes feststellen:

- 1) Die ermittelten Sr-Gehalte sind primär und biogen. Die Sr-Konzentration in unveränderten Pteropoden- und Foraminiferen-Schalen ist dazu geeignet, größere Salinitätsschwankungen, wie sie in einem fast abgeschlossenen Meeresbecken entstehen können, anzuzeigen.
- 2) Der Mg-Gehalt nimmt unter dem Einfluß der Frühdiagenese ab.
- 3) Anhand der ermittelten Werte konnte weder eine systematische Abnahme noch eine Zunahme des Strontiums mit dem Alter bestätigt werden. Das Ca/Sr-Verhältnis zeigt vielmehr in den einzelnen Kernen teufen- bzw. alters-

unabhängige Schwankungen. Dies bedeutet, daß die generelle Aussage "je älter das Material, desto geringer der Sr-Gehalt" für die geringe Altersspanne innerhalb der untersuchten Kerne nicht zutrifft, der Einfluß diagenetischer Veränderungen also gering sein muß. Die Tatsache, daß Sr-Gehalte in stratigraphisch älteren Abschnitten sogar höher liegen als in jüngeren (s. Tabelle 8) spricht gleichfalls dafür, daß ein wesentlicher Verlust an Strontium nicht stattgefunden hat.

### 3.8 Geochemische Gliederung der Bohrkerne aus dem Roten Meer

Die aus den Verhältnissen Ca/Sr und Ca/Mg gewonnenen Kurven zeigen in den untersuchten Bohrkerne übereinstimmende Schwankungen. Weiterhin läßt sich feststellen, daß das Ca/Sr-Verhältnis in den untersuchten Schalen Schwankungen zeigt, die sich mit der Verteilung der planktonischen Foraminiferen in den Kernprofilen in Einklang bringen lassen (s. Abb. 1). In Abschnitten geringer Sr-Gehalte kommen die Foraminiferen häufig vor, in Profildbereichen mit hoher Sr-Konzentration treten sie dagegen stark zurück. Wie schon in Kapitel 4 festgestellt wurde, sind die Strontiumschwankungen in erster Linie eine Folge von Salinitätsunterschieden, die sich im Jungpleistozän infolge eustatischer Meeresspiegelschwankungen und dem damit verbundenen geringeren Wasseraustausch zwischen dem Roten Meer und dem Indischen Ozean ergaben (vgl. YUSUF 1976). Die primäre Sr-Konzentration in den untersuchten Schalen wurde vorwiegend von der Salinität bzw. vom Angebot des Strontiums im Wasser bestimmt. Die Bohrkerne aus dem Roten Meer lassen sich deshalb entsprechend der Strontiumkonzentration in Abschnitte unterschiedlicher Salinitäten gliedern.

Um einen Vergleich zwischen den einzelnen Proben zu erreichen, wurde das Ca/Sr-Verhältnis gebildet. Gehalte von 800 bis 1200 ppm, die auf euhaline Verhältnisse (Warmzeiten) hindeuten (s. Kap. 3.6 und Tabelle 8), ergeben ein Ca/Sr x 100-Verhältnis von mehr als 3. Diese Größe wurde generell für die Gliederung der Kerne zu Grunde gelegt. Höhere Sr-Gehalte mit einem Ca/Sr-Verhältnis von weniger als 2,5 sprechen dagegen für hyperhaline Verhältnisse bzw. Glazialzeiten.

Für die Gliederung der untersuchten Bohrkerne wurden die in der Tabelle 9 dargestellten Kriterien zu Grunde gelegt:

Tabelle 9: Kriterien für die Gliederung der Bohrkerne aus dem Roten Meer

	Ca%/Sr% x 100	Milieu	Meeresspiegel
Warmzeit	3	euhaline Verhältnisse 37,5 bis 40,5 ‰	Anstieg
Glazialzeit	2,5	hyperhalines Milieu mehr als 40,5 ‰	Absenkung

Im folgenden werden die Daten der Bohrkerne im einzelnen diskutiert und anschließend nach den in Tabelle 9 dargestellten Kriterien gegliedert:

#### 3.8.1 VA - 01 - 172 P (Abb. 1, S. 18)

Die geochemischen Untersuchungen wurden an *Globigerinoides ruber* durchgeführt. Hierfür standen 35 Proben zur Verfügung. Unterhalb 526 cm sind die Produktionsraten zu niedrig, um genügend Exemplare für die Analysen zu erhalten. Die Proben wurden aus dem Kern in der sog. PAA-Probenreihe mit Probenabstand von ca. 7 cm unter den laufenden Nummern 01 - 71 entnommen. Die Kernlänge beträgt 955 cm. Die aus den Verhältnissen Ca/Mg und Ca/Sr gewonnenen Kurven zeigen im allgemeinen übereinstimmende Schwankungen. Sie lassen folgende Bereiche unterscheiden.

1. Die Sr-Werte lassen in diesem Bereich (0 - 360 cm) zwei Teilabschnitte erkennen, wobei das Strontium im ersten Teilabschnitt (0 - 125 cm) ein gegensätzliches Verhalten zum Magnesium aufweist. Hier zeigt sich eine Zunahme des Strontiums bei gleichzeitiger Abnahme des Magnesiums. In diesem Teilabschnitt beträgt der Sr-Gehalt ca. 1100, der Mg-Gehalt ca. 1200 ppm. Es folgt dann ein Abschnitt, in dem sich eine Abnahme des



Strontiums abzeichnet. Sein Gehalt variiert zwischen 800 und 1000 ppm, wobei der Mg-Gehalt hier zunimmt (s. Abb. 1). Im gesamten Bereich (0 - 360 cm) liegen jedoch die Sr-Werte in einer Größenordnung, die für ein euhalines Milieu spricht.

2. Von 360 bis mindestens 526 cm schwanken die Sr-Werte zwischen 1460 und 2340 ppm, und die Mg-Gehalte variieren zwischen 2080 und 2640 ppm. Die hohe Konzentration des Strontiums bzw. das niedrige Ca/Sr-Verhältnis (1,5 - 2,5) in diesem Bereich lassen hyperhaline Verhältnisse erkennen.

Der Übergang zum Hangenden ist in beiden Kurven durch eine rapide Abnahme sowohl der Mg- als auch der Sr-Gehalte ausgeprägt.

Die Bereiche 1 und 2 lassen sich gut mit der Verteilung der untersuchten planktonischen Foraminiferen in Einklang bringen (s. Abb. 1). Unter Zuhilfenahme der mikropaläontologischen Gliederung (vgl. Kap. 2.6.1) können beide Abschnitte wie folgt gegliedert werden:

1. 0 - 359 cm = euhalines Milieu = A = Holozän und Würm-Spätglazial
2. 360 - 526 cm = hyperhalines Milieu = B = oberes Würm-Vollglazial

### 3.8.2 VA - 1 - 178 P (Abb. 2, S. 19)

Für die geochemischen Analysen standen 28 Proben zur Verfügung. Im obersten Bereich (0 - 140 cm) sowie in dem Abschnitt unterhalb 800 cm reichen die Produktionsraten nicht, um genügend Exemplare von *G. ruber* für die Analysen zu erhalten (3 mg). Die Proben wurden aus dem Kern in der sog. PA-Probenserie mit einem Abstand von ca. 15 cm unter der laufenden Nummer 2791 - 2845 entnommen. Die Tiefe der Bohrung beträgt 950 cm.

Die Kurven (s. Abb. 1) lassen folgende Bereiche unterscheiden:

1. Von 140 - 224 cm schwanken die Sr-Gehalte zwischen 1660 und 1930, und die Mg-Werte variieren zwischen 1560 und 2000 ppm. Nach den ermittelten Mg-Gehalten könnte dieser Bereich jedoch erst bei 275 cm Tiefe beginnen, eine Grenzverschiebung um ca. 50 cm. Da aus den bereits erörterten Gründen (s. Kap. 3.7) in erster Linie der Sr-Gehalt für die Gliederung heranzuziehen ist, sollte die Grenze dementsprechend bei 225 cm Tiefe gezogen werden.
2. In diesem Bereich, der von 225 - 615 cm hinab reicht, schwanken die Sr-Werte zwischen 800 und 1100 ppm und die Mg-Gehalte pendeln zwischen 660 und 960 ppm. Das hohe Ca/Sr-Verhältnis (3,2 - 4,9) deutet auf ein euhalines Milieu hin.
3. Im untersten Bereich (616 - 790) zeichnet sich eine hohe Konzentration des Strontiums ab. Sein Gehalt variiert zwischen 1300 und 1930 ppm und die Mg-Werte schwanken zwischen 900 und 1800 ppm. Das niedrige Ca/Sr-Verhältnis (1,95 - 2,7) in diesem Bereich spricht für ein hyperhalines Milieu. Der Übergang zum Hangenden erfolgt durch eine rapide Abnahme von Magnesium und Strontium.

Die Bereiche lassen sich mit der Häufigkeit der untersuchten Foraminiferen gut in Einklang bringen. In Anlehnung an die mikropaläontologische Gliederung lassen sie sich stratigraphisch wie folgt einstufen:

1. 140 cm bis 225 cm = hyperhalines Milieu = B (oberes Würm-Vollglazial)
2. 226 cm bis 615 cm = euhalines Milieu = C (mittleres Würm-Vollglazial)
3. 616 cm bis 790 cm = hyperhalines Milieu = D (unteres Würm-Vollglazial)

### 3.8.3 VA - 1 - 202 P (Abb. 3, S. 21)

Aus der PA-Probenserie konnten nur 33 Proben untersucht werden. Dies lag in erster Linie daran, daß der Anteil der Foraminiferen im oberen Abschnitt (0 - 470 cm) zu gering war, um von den einzelnen Proben geochemische Analysen vornehmen zu können. Da aber die Foraminiferen keine wesentlichen mikropaläontologischen Unterschiede aufweisen, wurden jeweils 6 Proben zusammengefaßt, um eine ausreichende Menge für die geochemischen Analysen zu erhalten (ca. 3 mg). Dies bedeutet, daß die ermittelten Sr- und Mg-Gehalte in jeder Analyse einen Durchschnittswert für sechs Proben darstellen. Das Ziel, die Größenordnung von Mg- und Sr-Gehalte in Foraminiferenschalen aus diesem Bereich zu ermitteln, dürfte damit jedoch erreicht sein.

Die in Abb. 3 dargestellten Kurven lassen folgende zwei Bereiche unterscheiden:

1. Im obersten Bereich, der von 0 - 450 cm reicht, schwanken die Sr-Werte zwischen 1430 und 1800 ppm und die Mg-Gehalte variieren zwischen 1300 und 2960 ppm. Das niedrige Ca/Sr-Verhältnis (2,1 - 2,6) spricht für ein hyperhalines Milieu.
2. Von 451 - 900 cm schwanken die Sr-Werte zwischen 750 und 1030 ppm, und die Mg-Gehalte variieren zwischen

940 und 1330 ppm. In diesem Bereich sind auch Teilabschnitte festzustellen, in denen die Sr-Werte auch gewissen Schwankungen unterliegen (vgl. Abb. 3). Die niedrige Sr-Konzentration bzw. das hohe Ca/Sr-Verhältnis (3,7 - 5,0) spricht für ein euhalines Milieu. In beiden Kurven erfolgt der Übergang zum Hangenden durch eine rapide Zunahme von Magnesium und Strontium.

Mit Hilfe der mikropaläontologischen Gliederung können beide Bereiche stratigraphisch wie folgt eingeordnet werden:

1. 0 cm bis 450 cm hyperhalines Milieu = B (oberes Würm-Vollglazial)
2. 415 cm bis 900 cm euhalines Milieu = C (mittleres Würm-Vollglazial)

#### 3.8.4 VA - 01 - 194 P (Abb. 4, S. 22)

Für die Analysen standen aus der sog. PA-Probenserie 50 Proben zur Verfügung. Die Proben wurden mit einem Abstand von ca. 20 cm unter der laufenden Nummer 2857 - 2927 entnommen. Die Bohrtiefe beträgt 875 cm. Die ermittelten Sr- und Mg-Werte wurden einer Korrelationsanalyse unterzogen. Dabei ergab sich eine positive Korrelation zwischen beiden Elementen (s. Abb. 17).

Die unterschiedlichen Sr-Schwankungen in den untersuchten Proben lassen folgende Bereiche erkennen:

1. Von 0 - 200 cm schwanken die Sr-Werte zwischen 780 und 920 ppm und die Mg-Gehalte liegen zwischen 1180 und 1450 ppm. Das hohe Ca/Sr-Verhältnis (4,1 - 4,9) deutet auf ein euhalines Milieu.
2. In diesem Bereich, der von 200 - 475 cm reicht, schwanken die Sr-Werte zwischen 1500 und 1960 ppm und die Mg-Gehalte variieren zwischen 2490 und 4190 ppm. Hier fallen die ungewöhnlich hohen Mg-Werte auf, die mit großer Wahrscheinlichkeit auf Verunreinigung mit Mg-Calcit aus den "hardlayers" zurückzuführen sind. Das niedrige Ca/Sr-Verhältnis (1,9 - 2,5) spricht für ein hyperhalines Milieu.

Der Übergang zum Hangenden erfolgt in beiden Kurven durch eine rapide Abnahme der beiden Elemente.

3. Von 875 - 765 cm schwanken die Sr-Werte zwischen 800 und 920 ppm und die Mg-Gehalte variieren zwischen 1070 und 1370 ppm. Das hohe Ca/Sr-Verhältnis (4,0 - 4,6) spricht in diesem Abschnitt für ein euhalines Milieu. Es folgt ein Abschnitt (765 - 690 cm), in dem die Sr-Werte weder für ein hyperhalines noch für ein euhalines Milieu eindeutig Hinweise geben. In diesem Bereich, der von RISCHE (1974) als unteres Würm-Vollglazial eingestuft wurde, schwanken die Sr-Werte zwischen 1180 und 1480 ppm, und das Ca/Sr-Verhältnis variiert zwischen 2,6 und 3,25. Vergleicht man diese Angaben mit denen der Tabelle 9, so liegen sie über den für ein euhalines Milieu zu erwartenden Werten. Für ein hyperhalines Milieu dürften dagegen höhere Gehalte erwartet werden. Vergleicht man diese Angaben mit Daten benachbarter Kerne (178 P und 198 P), so läßt sich vermuten, daß es sich hierbei um einen kurzen hyperhalinen Teilabschnitt in einem großen Bereich mit normalem Salzgehalt handelt, in dem höhere Salinität infolge einer vorübergehenden Meeresspiegelabsenkung vorherrschte.

Über diesem Abschnitt folgt dann ein Bereich (690 - 475 cm), in dem wiederum das hohe Ca/Sr-Verhältnis auf ein euhalines Milieu deutet.

Es ist anzunehmen, daß es sich bei den bisher beschriebenen Bereichen nur um Teilabschnitte eines grossen Bereiches handelt, der von 475 - 875 cm hinabreicht. Dieser Bereich dürfte hauptsächlich während einer Periode mit euhalinem Milieu abgelagert worden sein.

Mit Hilfe der mikropaläontologischen Gliederung lassen sich diese Bereiche stratigraphisch wie folgt einordnen:

1. 0 cm bis 199 cm euhalines Milieu = A (Holozän + Würm-Spätglazial)
2. 200 cm bis 474 cm hyperhalines Milieu = B (oberes Würm-Vollglazial)
3. 475 cm bis 875 cm euhalines Milieu = C (mittleres Würm-Vollglazial)

#### 3.8.5 VA - 01 - 198 P (Abb. 5, S. 24)

Aus der sog. PA-Probenserie standen 63 Proben für die Analysen zur Verfügung. Die Proben wurden in einem Abstand von ca. 20 cm unter der laufenden Nummer 2173 - 2239 entnommen. Die Länge des Kerns beträgt 1244 cm.

Auch die ermittelten Werte aus diesem Kern wurden einer Korrelationsanalyse unterzogen. Es ergab sich eine positive Korrelation zwischen den Mg-Gehalten und Sr-Werten (vgl. Abb. 18).

Die in Abb. 5 dargestellten Kurven lassen folgende Bereiche unterscheiden:

1. Die niedrigen Sr-Werte des Sektors 0 - 175 cm deuten auf ein euhalines Milieu. Sie schwanken zwi-

schen 850 und 1050 ppm. Das Ca/Sr-Verhältnis erreicht einen Wert von 4,5.

2. In diesem Abschnitt (175 - 570 cm) variieren die Sr-Werte zwischen 1530 und 1940 ppm. Mit 1140 ppm fällt die Probe 2200 (505 cm) aus diesem Rahmen heraus. Die Mg-Gehalte schwanken zwischen 1700 und 3200 ppm. Das niedrige Ca/Sr-Verhältnis (1,9 - 2,3) weist auf ein hyperhalines Milieu hin.
3. Von 570 - 1070 cm schwanken die Sr-Werte zwischen 850 und 1160 ppm. Innerhalb dieses Bereiches ist ein starkes Pendeln des Sr-Gehaltes auffallend. Diese Schwankungen stimmen mit der Verteilung der untersuchten planktonischen Foraminiferen in diesem Bereich gut überein (vgl. Abb. 5). Die Magnesiumgehalte variieren hier zwischen 1120 und 1340 ppm. Das hohe Ca/Sr-Verhältnis (3,6 - 5,1) spricht für ein euhalines Milieu. Der Übergang zum Hangenden vollzieht sich durch eine allmähliche Zunahme des Sr-Gehaltes, während dagegen die Mg-Konzentration plötzlich zunimmt.
4. In diesem Bereich (1070 - 1170 cm) zeichnet sich eine Zunahme von Strontium und Magnesium ab. Die Sr-Werte liegen zwischen 1300 und 1570 ppm. Das Ca/Sr-Verhältnis schwankt zwischen 2,4 und 2,9. Demnach könnte dieser Bereich entweder für sich ausgeschieden oder als ein Teilabschnitt eines großen Bereiches betrachtet werden. Die mikropaläontologischen Befunde lassen den Schluß zu, daß es sich hierbei um einen isolierten Bereich handelt. Auch gegen die Annahme, es handele sich um einen Teilabschnitt eines großen Bereiches, spricht die ungewöhnlich große und in allen untersuchten Kernen unbekannt Mächtigkeit eines solchen Bereiches, der nach RISCH (1976) von 1244 bis 570 reicht.

Demzufolge wird für diese Abfolge trotz des z.T. hohen Ca/Sr-Verhältnisses ein hyperhalines Milieu angenommen.

Der Übergang zum Hangenden erfolgt in der Ca/Sr-Kurve allmählich. Dagegen zeichnet sich in der Ca/Mg-Kurve eine plötzliche Abnahme des Magnesiums ab.

5. Von 1170 - 1244 cm schwanken die Sr-Werte zwischen 830 und 970 ppm und der Mg-Gehalt konnte zwischen 1100 und 1360 ppm liegend bestimmt werden. Das hohe Ca/Sr-Verhältnis (3,8 - 4,4) basierend auf einer niedrigen Sr-Konzentration spricht für ein euhalines Milieu.

In Anlehnung an die mikropaläontologische Gliederung lassen sich die besprochenen Bereiche biostratigraphisch wie folgt einordnen:

1. 0 cm - 174 cm euhalines Milieu = A (Holozän + Würm-Spätglazial)
2. 175 cm - 569 cm hyperhalines Milieu = B (oberes Würm-Vollglazial)
3. 570 cm - 1069 cm euhalines Milieu = C (mittleres Würm-Vollglazial)
4. 1070 cm - 1169 cm hyperhalines Milieu = D (unteres Würm-Vollglazial)
5. 1170 cm - 1244 cm euhalines Milieu = E (Würm-Frühglazial)

### 3.8.6 VA - 01 - 188 P (Abb. 6, S. 26)

Für die geochemischen Analysen standen aus der sog. PAA-Probenserie 78 Proben zur Verfügung. Die Proben wurden im Abstand von 7 cm unter den laufenden Nummern 138 - 344 entnommen. Das ausgelesene Material wurde freundlicherweise von Dr. SCHOELL (Hannover) zur Verfügung gestellt. Die Kernlänge beträgt 1460 cm.

Für die ersten Analysen wurde jede zweite Probe verwendet. Als sich dann bei der Auswertung herausstellte, daß das Messungsnetz ergänzt werden müßten, wurden neue Analysen durchgeführt, wobei nur der Sr-Gehalt ermittelt wurde. Dennoch mußte eine Interpretation für einige Abschnitte auf Grund der niedrigen Produktionsraten ausbleiben (s. Abb. 6). Eine Gliederung, die auf der Sr-Konzentration basiert, ist in diesem Kern nicht durchführbar, da große Sr-Schwankungen, wie sie in anderen Kernen festgestellt wurden, hier nicht auftreten. Bedingt durch die Foraminiferen-Verteilung bzw. das Angebot an *Globobulimina ruber* für die Analysen, konzentrieren sich die untersuchten Proben auf wenige Bereiche, die zwar keine bemerkenswerten Sr-Schwankungen untereinander aufweisen, wohl aber alle durch eine niedrige Sr-Konzentration und hohe Mg-Gehalte gekennzeichnet sind. Die Daten der einzelnen Bereiche werden im folgenden diskutiert; dabei wird versucht die Frage der niedrigen Sr-Konzentration zu beantworten.

1. Im Gegensatz zu den Daten der bisher besprochenen Kerne sind die Schwankungen des Strontiums innerhalb des obersten Bereiches (0 - 330 cm) zu klein. Die Sr-Gehalte variieren hier zwischen 590 und 830 ppm und die Mg-Werte schwanken zwischen 4000 und 5200 ppm. Hier sollte darauf hingewiesen werden, daß diese Angaben sich nur auf 5 Analysen stützen und daher einen begrenzten Aussagewert haben.

Von 330 - 580 cm schwanken die Sr-Werte zwischen 500 und 830 ppm und die Mg-Gehalte variieren hier zwischen 3000 und 5000 ppm. Eine Probe (175) weist sogar einen Mg-Gehalt von 6030 ppm auf. Aus dem gleichen Grund, der unten angeführt wurde, könnte auch dieser Bereich während einer Periode euhalines Milieus abge-

lagert worden sein.

2. In diesem Bereich, der von 700 - 1025 cm reicht, schwanken die Sr-Werte zwischen 510 und 850 ppm, während die Mg-Werte als zu hoch erscheinen. Sie liegen zwischen 2880 und 5200 ppm. Wie in der Ca/Sr-Kurve zu beobachten ist, nahmen die Mg-Werte vom Liegenden zum Hangenden ab. Das Ca/Sr-Verhältnis (4,5 - 7,8) ist zwar gewöhnlich hoch, aber es gibt doch Hinweise auf ein euhalines Milieu.
3. Von 1025 - 1460 cm schwanken die Sr-Werte zwischen 500 und 820 ppm. Einige Werte liegen sogar darunter. Verglichen mit Daten anderer Kerne, sind diese Werte zu niedrig. Die zur Verfügung gestellten Proben, die in erster Linie für die  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  Untersuchungen bestimmt waren, sind mit großer Wahrscheinlichkeit sehr stark verunreinigt. Die hohen Mg-Gehalte lassen die Vermutung zu, daß es sich hierbei um Verunreinigungen durch Mg-Calcit handelt. Dadurch können auch die niedrigen Strontiumwerte erklärt werden (vgl. Kern 160 P). Das z.T. zu hohe Ca/Sr-Verhältnis (4,5 - 7,4) konnte infolgedessen als ein Indiz auf euhaline Verhältnisse betrachtet werden.

Die in Abb. 6 dargestellte Gliederung (A bis F) stützt sich in erster Linie auf planktonische Foraminiferen, wobei die Sr-Konzentration bei der Gliederung eine untergeordnete Rolle gespielt hat.

Aus diesem Grund wird hier auf eine Parallelisierung der oben beschriebenen Bereiche mit der mikropaläontologischen Gliederung verzichtet.

### 3.8.7 VA - 01 - 160 P (Abb. 7, S. 28)

Für die geochemischen Analysen standen 42 Proben zur Verfügung. Die Proben wurden in der sog. PA-Probenserie mit einem Abstand von 20 cm unter den laufenden Nummern 1404 - 1451 entnommen. Die Bohrtiefe beträgt 950 cm. Die in Abb. 7 dargestellten Kurven lassen folgende Gliederung zu:

1. Von 0 - 190 cm schwanken die Sr-Werte von 1030 - 1840 ppm, und die Mg-Gehalte variieren zwischen 4100 und 5700 ppm. Die niedrigen Sr-Gehalte in einigen Proben können, wie weiter unten dargestellt, mit den höheren Mg-Werten erklärt werden. Auf Grund der Ca/Sr-Verhältnisse bis zu 3,4, kann eine hyperhaline Zusammensetzung des Meerwassers aufgenommen werden.
2. Auch in diesem Bereich (190 - 590 cm) wurden z.T. niedrige Sr-Werte festgestellt. Sie variieren zwischen 720 und 1070 ppm. Hierbei sind auch Werte unterhalb 700 ppm nicht selten. Die Mg-Gehalte fallen auch hier zu hoch aus. Sie schwanken zwischen 2400 und 4000 ppm. Die niedrigen Produktionsraten an Schalen-Material im Teilabschnitt (310 - 370 cm) sowie das Fehlen von Analysen aus diesem Bereich lassen eine geochemische Aussage nicht zu. Ein Anzeichen für höhere Salinität als im Hangenden und im Liegenden geben die höheren Sr-Werte (1400 ppm) in der Probe 1422 (370 cm). Dafür spricht auch die Verteilung der planktonischen Foraminiferen (vgl. Abb. 7). In Verbindung mit den genannten Indizien läßt auch das hohe Ca/Sr-Verhältnis in diesem Bereich (190 - 590 cm) auf ein euhalines Milieu schließen.
3. Im Abschnitt zwischen 590 - 710 cm sind die Mg-Werte deutlich höher als im Liegenden. Sie schwanken zwischen 3700 und 5700 ppm. Die hohe Mg-Konzentration erklärt auch die für diesen Bereich niedrigen Sr-Gehalte (1120 bis 1350 ppm). Verglichen mit anderen Kernen (178 P und 198 P), hätte man in diesem Bereich eine Sr-Konzentration von mindestens 1300 ppm erwartet. Dies bedeutet, daß die primären Sr-Gehalte in den untersuchten Foraminiferen-Schalen (*Globigerinoides ruber*) in Wirklichkeit höher gewesen sein müssen als die ermittelten Werte. Demzufolge können die Ca/Sr-Verhältnisse (2,7 - 3,4) durchaus als Hinweis auf hyperhaline Verhältnisse angesehen werden.
4. Von 710 - 950 cm schwanken die Sr-Werte zwischen 690 und 870 ppm. In diesem Bereich sind die Proben 1440 und 1441 zu erwähnen, die Sr-Gehalte von 1080 und 1100 ppm aufweisen. Das hohe Ca/Sr-Verhältnis (4,4 - 4,5) spricht für ein euhalines Milieu.

Verglichen mit den Daten, die einem euhalinen Milieu entsprechen, ist die Konzentration des Strontiums in diesem Bereich zu niedrig.

Der Zusammenhang, der zwischen den hohen Mg-Gehalten (3000 bis 4100 ppm) und der niedrigen Sr-Konzentration in diesem Bereich zu bestehen scheint, konnte durch Verunreinigung erklärt werden (Kap. 3.7). Es wird hier angenommen, daß die Verunreinigung hauptsächlich durch Beimengungen mit Mg-Calcit erfolgte. Demzufolge dürften die Sr-Gehalte in anorganischem Mg-Calcit mit ziemlicher Sicherheit niedriger sein als die primäre Sr-Konzentration in den untersuchten Pteropoden- und Foraminiferen-Schalen. Weiterhin kann gefolgert werden, daß bei ungewöhnlich hohem Mg-Gehalte in den untersuchten Schalen niedrigere Sr-Werte zu erwarten sind.

Mit Hilfe der mikropaläontologischen Gliederung kann dieser Kern stratigraphisch wie folgt gegliedert werden:

1. 0 cm - 189 cm hyperhalines Milieu = B (oberes Würm-Vollglazial)
2. 190 cm - 589 cm euhalines Milieu = C (mittleres Würm-Vollglazial)
3. 590 cm - 709 cm hyperhalines Milieu = D (unteres Würm-Vollglazial)
4. 710 cm - 950 cm euhalines Milieu = E (Würm-Frühglazial)

### 3.8.8 VA - 01 - 141 P (Abb. 8, S. 30)

Aus der sog. PA-Probenserie standen für die geochemischen Analysen 19 Proben zur Verfügung. Die Proben wurden in einem Abstand von ca. 15 cm unter den laufenden Nummern 453 - 478 entnommen. Die Kernlänge beträgt 440 cm. Die ermittelten Sr-Werte lassen im Kern 141 P zwei Teile erkennen, die im folgenden beschrieben werden:

1. In diesem Bereich (0 - 150 cm) schwanken die Sr-Werte zwischen 980 - 1140 ppm sowie die Mg-Gehalte zwischen 1130 und 1520 ppm. Das hohe Ca/Sr-Verhältnis (3,5 - 3,9) des *G. ruber* läßt auf ein euhalines Milieu schließen.
2. Von 150 - 440 cm schwanken die Sr-Gehalte zwischen 1300 und 1670 ppm und die Mg-Werte variieren zwischen 2140 und 3300 ppm. Dem niedrigen Ca/Sr-Verhältnis (2,2 - 2,7) zufolge ist dieser Bereich mit großer Wahrscheinlichkeit während einer Periode hyperhalinen Milieus abgelagert worden. Der Übergang zum Hangenden erfolgt hier durch eine rapide Abnahme des Magnesiums, wobei der Sr-Gehalt anscheinend allmählich abnimmt.

Beide Bereiche lassen sich mit der Verteilung der untersuchten planktonischen Foraminiferen gut in Einklang bringen. Legt man die mikropaläontologische Gliederung zu Grunde, so lassen sich beide Bereiche stratigraphisch folgendermaßen zuordnen:

1. 0 cm - 149 cm euhalines Milieu = A (Holozän + Würm-Spätglazial)
2. 150 cm - 440 cm hyperhalines Milieu = B (oberes Würm-Vollglazial)

### 3.8.9 WR - 35 (Abb. 9, S. 31)

Für die geochemischen Analysen, die an *Creseis virgula* (Pteropoden) durchgeführt wurden, standen 34 Proben zur Verfügung. Die Proben wurden der sog. PA-Probenserie mit einem Abstand von ca. 5 cm unter den laufenden Nummern 131 - 221 entnommen. Die Kernlänge beträgt 608 cm.

Die übereinstimmenden Sr- und Mg-Schwankungen (s. Abb. 9) lassen folgende Untergliederung zu:

1. In diesem Bereich (0 - 71 cm) liegen die ermittelten Sr-Werte um 1000 ppm und die Mg-Gehalte variieren zwischen 450 und 840 ppm. Das hohe Ca/Sr-Verhältnis spricht für ein euhalines Milieu.
2. Von 71 - 137 cm schwanken die Sr-Werte zwischen 2000 und 2500 ppm und die Mg-Gehalte variieren zwischen 1570 und 2525 ppm. Die Konzentration der beiden Elemente ist in diesem Bereich eindeutig höher als im Liegenden. Das niedrige Ca/Sr-Verhältnis (1,2 - 1,7) spricht für ein hyperhalines Milieu. Der Übergang zum Hangenden erfolgt in beiden Kurven durch eine rapide Abnahme von Magnesium und Strontium.
3. Dieser Bereich reicht von 150 bis mindestens 425 cm. Hier schwanken die Sr-Werte zwischen 800 und 1400 ppm. In diesem Bereich sind drei Proben (164, 170 und 185) zu erwähnen, die eine Sr-Konzentration von 1600 - 1900 ppm aufweisen.

Die Mg-Gehalte variieren hier zwischen 360 und 1440 ppm. Die in einigen Proben festgestellte höhere Konzentration des Strontiums, scheint in diesem Bereich, der nach den mikropaläontologischen Befunden dem mittleren Würm-Vollglazial zuzuordnen ist, eine Folge von Salinitätsschwankungen zu sein, die wiederholt in kurzer Zeiträume auftraten. Die z.T. höhere Sr-Konzentration in diesem Bereich findet m.E. keine Begründung darin, daß die hier untersuchten organischen Aragonitgehäuse (Pteropoden) infolge ihrer mineralogischen Zusammensetzung höhere Sr-Gehalte aufweisen als die calcitischen Schalen der Foraminiferen. Vielmehr läßt sich aus einem Vergleich mit Daten anderer Kerne folgern, daß sowohl die calcitischen Schalen von *G. ruber* als auch die aragonitischen Gehäuse von *Creseis virgula* primär ähnliche Sr-Werte gehabt haben müssen.

Es stellte sich nun die Frage, ob der Bereich zwischen 235 - 335 cm, aus dem aufgrund geringer Produktionsraten keine Analysen durchgeführt wurden, als ein Abschnitt für sich betrachtet werden kann oder als ein Teilabschnitt eines größeren Sedimentpaketes anzusehen ist, das von 150 bis mindestens 425 cm reicht?

Eine Deutung ist wegen des Fehlens von Analysen-Material für diesen Abschnitt nicht möglich. Die mikropaläontologischen Befunde lassen jedoch erkennen, daß es sich hier um eine einheitliche Folge handelt, die von 150 - 425 cm reicht. Die ermittelten Daten dieses Bereichs lassen ein euhalines Milieu erkennen.

Diese Bereiche lassen sich mit der Häufigkeit der untersuchten Foraminiferen in Einklang bringen. Nimmt man die mikropaläontologische Gliederung zur Hilfe, so lassen sie sich stratigraphisch wie folgt einstufen:

1. 0 cm - 70 cm euhalines Milieu = A (Holozän und Würm-Spätglazial)
2. 71 cm - 136 cm hyperhalines Milieu = B (oberes Würm-Vollglazial)
3. 137 cm - 425 cm euhalines Milieu = C (mittleres Würm-Vollglazial)

### 3.8.10 WR - 14 (Abb. 10, S. 33)

Die geochemischen Analysen wurden an *Creseis virgula* (Pteropode) durchgeführt. Dafür standen aus der sog. PA-Probenserie 28 Proben zur Verfügung. Die Proben wurden mit einem Abstand von ca. 10 cm unter den laufenden Nummern 57 - 130 entnommen. Die Kernlänge beträgt 625 cm.

Die gewonnenen Ca/Sr- und Ca/Mg-Kurven, die ähnliche Schwankungen aufweisen, lassen zwei Abschnitte unterscheiden:

1. Aus diesem Kernteil (600 - 740 cm) standen wegen Materialmangels nur 5 Proben zur Verfügung. Die Sr-Werte variieren zwischen 800 und 1100 ppm, und die Mg-Gehalte schwanken zwischen 490 und 1100 ppm. Das hohe Ca/Sr-Verhältnis deutet auf ein euhalines Milieu.

Festzuhalten bleibt, daß die untere Grenze dieses Profilteils wohl noch unterhalb von 740 cm liegt, hier fehlen jedoch Analysen.

2. Von 980 - 1225 cm konnten für die Sr-Gehalte Werte zwischen 800 und 1150 ppm und für die Mg-Gehalte Werte zwischen 360 und 720 ppm bestimmt werden. Zu erwähnen ist der Teilabschnitt zwischen 1050 - 1100 cm, der durch eine stärkere Zunahme des Strontiums im Vergleich mit der Zunahme des Magnesiums gekennzeichnet ist. Die höheren Werte des Strontiums kennzeichnen einen Profilteil, der auch in anderen Kernen (194 P, 198 P, und WR - 35) zu beobachten ist und mindestens bis 980 cm reicht. Im allgemeinen sprechen jedoch die höheren Ca/Sr-Verhältnisse in diesem Bereich für ein euhalines Milieu.

Aus dem Hangenden stand wegen der niedrigen Produktionsraten (vgl. Abb. 10) nicht genügend Material für die Analyse zur Verfügung, wobei zwischen 896 und 973 cm auch noch eine Lücke im Kern besteht. Demzufolge ist an dieser Stelle eine Interpretation nicht möglich. Die Probe 89 bei 973 cm weist jedoch einen Sr-Gehalt von über 2000 ppm und eine Mg-Konzentration von 825 ppm auf. Daraus kann gefolgert werden, daß die durch den Kernverlust nicht vorliegenden Sedimente unter hyperhalinen Bedingungen abgelagert worden sind.

Die mikropaläontologischen und geochemischen Ergebnisse ermöglichen folgende Profilgliederung:

1. 600 cm - 740 cm euhalines Milieu = A (Holozän und Würm-Spätglazial)
2. 980 cm - 1225 cm euhalines Milieu = C (mittleres Würm-Vollglazial)

### 3.8.11 VA - 01 - 06 K (Abb. 11, S. 35)

Die geochemischen Analysen wurden auch in diesem Kern an *Creseis virgula* (Pteropode) durchgeführt. Aus der sog. PA-Probenserie standen dafür 23 Proben zur Verfügung. Die Proben wurden mit einem Abstand von ca. 10 cm unter den laufenden Nummern 1001 - 1063 entnommen. Die Kernlänge beträgt 599 cm.

Hier soll erwähnt werden, daß aus dem liegenden Bereich wegen niedriger Produktionsraten keine Analysen zur Verfügung standen. Die Ca/Sr- und Ca/Mg-Kurven lassen folgende Untergliederung zu:

1. Von 0 - 80 cm sind die Sr- und Mg-Gehalte deutlich niedriger als im Liegenden. Die Sr-Werte liegen zwischen 800 und 1100 ppm und die Mg-Konzentration schwankt zwischen 570 und 1400 ppm. Das hohe Ca/Sr-Verhältnis (3,2 - 4,3) läßt ein euhalines Milieu erkennen.
2. Der älteste Kernteil reicht von 80 bis mindestens 309 cm. Die Sr-Werte haben eine Größenordnung von 1300 bis 2400 ppm, während die Mg-Gehalte zwischen 1400 und 2330 ppm variieren. Das resultierende Ca/Sr-Verhältnis (2,2 - 2,6) ist recht niedrig und deutet auf eine Sedimentation unter hyperhalinen Verhältnissen. Zum Hangenden nehmen die Sr- und Mg-Gehalte rapide ab.

In Anlehnung an die mikropaläontologische Gliederung lassen sich beide Sedimentfolgen stratigraphisch wie folgt einstufen:

1. 0 cm - 79 cm euhalines Milieu = A (Holozän und Würm-Spätglazial)
2. 80 cm - 309 cm hyperhalines Milieu = B (oberes Würm-Vollglazial)

### 3.8.12 VA - 03 - 451 K (Abb. 12, S. 37)

Für die Analysen standen aus der sog. PA-Probenserie 18 Proben zur Verfügung. Sie wurden in ca. 20 cm-Abständen unter den laufenden Nummern 3244 - 3273 entnommen. Die Kernlänge beträgt 585 cm.

Die in Abb. 12 dargestellten Kurven lassen zwei Bereiche unterscheiden:

1. Von 0 - 120 cm sind die Sr- und Mg-Werte deutlich niedriger als im Liegenden. Der Gehalt an Strontium liegt zwischen 850 und 1010 ppm und die Mg-Werte schwanken zwischen 1440 und 1730 ppm. Die niedrige Sr-Konzentration bedingt ein hohes Ca/Sr-Verhältnis (3,8 - 4,5), das nur unter euhalinen Bedingungen zustande gekommen ist.
2. Dieser Kern-Bereich liegt zwischen 120 - 467 cm und ist durch hohe Sr- und Mg-Gehalte der Schalen von *G. ruber* gekennzeichnet. Für Strontium wurden Gehalte zwischen 1630 und 2300 ppm, und für Magnesium zwischen 2000 und 5000 ppm bestimmt. Das niedrige Ca/Sr-Verhältnis (1,4 - 2,5) in dieser Abfolge deutet auf ein hyperhalines Milieu. Der Übergang zum Hangenden wird von einer starken Abnahme von Strontium und Magnesium geprägt.

Basierend auf den mikropaläontologischen Untersuchungsergebnissen können beide Profilbereiche stratigraphisch wie folgt zugeordnet werden:

1. 0 cm - 119 cm euhalines Milieu = A (Holozän und Würm-Spätglazial)
2. 120 cm - 467 cm hyperhalines Milieu = B (oberes Würm-Vollglazial)

### 3.9 Korrelation der Bohrkerne

Die in Kapitel 3.8 beschriebenen und in unterschiedliche Salinitätsbereiche gegliederten Kerne wurden zu einem Profil von SE - NW zusammengestellt. Das Profil hat eine Länge von ca. 670 km. Hierbei wurden die stratigraphisch eingestuftene Bereiche der einzelnen Kerne miteinander korreliert (s. Abb. 22).

Die ermittelten Sr- und Mg-Gehalte, die im einzelnen beschrieben und diskutiert wurden, sind in der Tabelle 10 dargestellt. Das Profil läßt eine signifikante Zunahme des Magnesiums in den Schalen von *Globobulimina ruber* von SE nach NW während des Holozän erkennen, wobei die Sr-Konzentration im wesentlichen unverändert bleibt.

Tabelle 10: Die Variationsbreite von Magnesium und Strontium in den einzelnen Bereichen, angegeben in ppm

	Holozän und Würm-Spätglazial		oberes Würm-Vollglazial		mittleres Würm-Vollglazial		unteres Würm-Vollglazial		Würm-Frühglazial		Riss - Würm-Interglazial	
	Mg <sup>++</sup> (A)	Sr <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup> (B)	Sr <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup> (C)	Sr <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup> (D)	Sr <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup> (E)	Sr <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup> (F)	Sr <sup>++</sup>
172 P	1000 1200	800 1000	2080 2644	1460 2340	---	---	---	---	---	---	---	---
178	---	---	1560 2000	1666 1935	660 960	800 1100	900 1800	1300 1930	---	---	---	---
202 P	---	---	1300 2360	1430 1800	940 1330	750 1027	---	---	---	---	---	---
194 P	1180 1450	780 920	2490 4190	1500 1960	1075 1368	800 920	---	---	---	---	---	---
198 P	1100 1300	850 1050	1704 3200	1530 1940	1120 1345	850 1160	2400 3100	1300 1570	1100 1360	830 970	---	---
188 P	---	---	---	---	3000 5000	500 830	---	---	2880 5200	510 850	3100 5200	500 820
160 P	---	---	4100 5700	1030 1840	2400 4000	720 1070	3700 5700	1120 1350	3000 4100	690 870	---	---
141 P	1130 1520	980 1140	2140 3300	1300 1670	---	---	---	---	---	---	---	---
WR-35 <sup>x</sup>	450 820	950 1020	1570 1525	2000 2500	357 1440	800 1400	---	---	---	---	---	---
WR-14 <sup>x</sup>	490 1100	800 1100	---	---	369 720	800 1150	---	---	---	---	---	---
06 K <sup>x</sup>	570 1400	800 1100	1400 2330	1300 2400	---	---	---	---	---	---	---	---
451 K	1440 1730	850 1013	2000 5000	1630 2360	---	---	---	---	---	---	---	---

<sup>x</sup>Für die Analysen wurden Pteropoden (*Cresciss virgulata*) verwendet

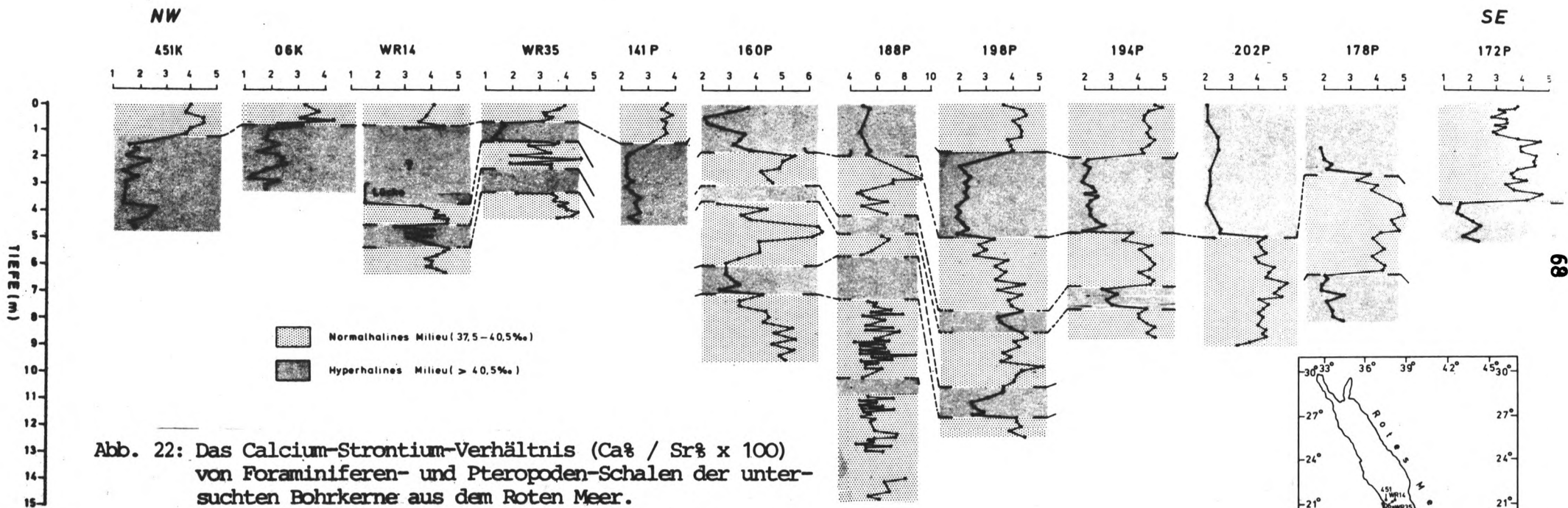
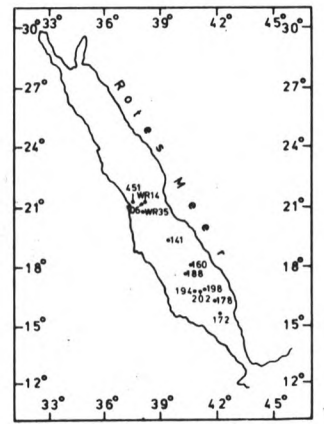


Abb. 22: Das Calcium-Strontium-Verhältnis ( $Ca\% / Sr\% \times 100$ ) von Foraminiferen- und Pteropoden-Schalen der untersuchten Bohrkern aus dem Roten Meer.

Calcium and strontium ratios ( $Ca\% / Sr\% \times 100$ ) of foraminifera and pteropod tests in cores from the Red Sea.





Die Werte aus den untersuchten Pteropoden-Schalen (WR - 35, WR - 14 und 06 K) werden hierbei vorerst ausgeklammert.

Im oberen Würm-Vollglazial zeigt sich bei einer Zunahme des Magnesiums nach NW auch eine generelle Zunahme des Strontiums. Aus den ermittelten Daten läßt sich jedoch keine positive Korrelation zwischen Magnesium und Strontium herstellen. Dagegen weist die Sr- und Mg-Konzentration im mittleren Würm-Vollglazial keine wesentlichen Veränderungen auf. Auffallend sind die ungewöhnlich hohen Mg-Gehalte und niedrigen Sr-Werte in den Kernen 188 P und 160 P.

Das untere Würm-Vollglazial ist nur in den Kernen 178 P, 198 P, 160 P und mit großer Wahrscheinlichkeit auch im 188 P vertreten. In diesem Abschnitt zeichnet sich eine Zunahme des Magnesiums nach NW ab, wobei der Sr-Gehalt mehr oder weniger unverändert bleibt. Dagegen zeigt sich im Kern 160 P bei ungewöhnlich hohen Mg-Gehalten eine Abnahme der Sr-Konzentration ab. Dies dürfte auch für das Würm-Frühglazial gelten, in dem die Sr-Werte bis auf 690 ppm zurückgehen.

Zusammenfassend läßt sich aus den an Foraminiferen-Schalen (*Globigerinoides ruber*) ermittelten Daten folgendes feststellen:

1. In einem euhalinen Milieu zeichnet sich in den untersuchten Schalen im Profil eine Zunahme des Magnesiums nach NW ab, wobei der Sr-Gehalt mehr oder weniger unverändert bleibt. Dies gilt für das Holozän, dem Würm-Spätglazial, dem mittleren Würm-Vollglazial und vermutlich auch für das Würm-Frühglazial.
2. In einem hyperhalinen Milieu, vor allem im oberen Würm-Vollglazial, nimmt der Mg-Gehalt bei genereller Zunahme des Strontiums im Profil nach NW zu.
3. Bei ungewöhnlich hohem Mg-Gehalt sind im allgemeinen niedrige Sr-Werte zu erwarten. Eine Zunahme des Magnesiums bei gleichzeitiger Abnahme des Strontiums könnte durch Verunreinigung mit Mg-Calcit erklärt werden (vgl. Kerne 160 P und 188 P).

Die ermittelten Sr- und Mg-Daten in den untersuchten Pteropoden-Schalen (*Cresida virgata*) zeigen dagegen im Holozän, daß nicht nur die Strontium- sondern auch die Mg-Konzentration im Profil nach NW relativ unverändert bleibt. Im oberen- und mittleren-Würm-Vollglazial weisen vor allem die maximalen Werte des Strontiums in den Kernen WR - 35 und 06 K einerseits und WR - 35 und WR - 14 andererseits eine Tendenz zur Abnahme nach NW auf. Hier soll betont werden, daß diese Aussage nur durch zwei Kerne gestützt wird. Verglichen mit den Daten in den untersuchten Foraminiferen (*G. ruber*) läßt sich folgendes feststellen:

In einem euhalinen Milieu weisen im Gegensatz zu *G. ruber* die Pteropoden zu niedrige Mg-Gehalte auf. Wesentliche Veränderungen in der Sr-Konzentration treten dagegen nicht auf (s. Tabelle 10). Im oberen Würm-Vollglazial (hyperhalin) liegen dagegen die maximalen Werte des Strontiums in Pteropoden-Schalen (*Cresida virgata*) deutlich höher als die in Foraminiferen-Schalen.

Weiterhin läßt sich feststellen, daß die ermittelten Sr-Gehalte sowohl in *G. ruber* als auch in *Cresida virgata* im Profil nach NW mehr oder weniger unverändert bleiben. Dies bedeutet, daß während des Abschnitts Holozän Würm-Spätglazial, des Würm-Frühglazials und zum größten Teil des mittleren Würm-Vollglazial größere Salinitätsunterschiede als die heute im südlichen Roten Meer herrschenden nicht auftraten. Daraus ergibt sich, daß der Anwendung von Sr-Gehalten als Indikator für Salinitätsunterschiede eine bestimmte Grenze gesetzt wird, d.h. Salinitätsunterschiede wie sie heute im Profil ( $< 3$  ‰) auftreten, machen sich in der Sr-Konzentration nicht bemerkbar. Die Zunahme des Magnesiums im Holozän nach NW ist sowohl in Pteropoden als auch in den untersuchten Foraminiferen zu beobachten. Dagegen scheint die Mg-Konzentration im mittleren Würm-Vollglazial unverändert zu sein, wobei sich in den Kernen WR - 35 und WR - 14 (Pteropoden) eine Abnahme des Magnesiums nach NW abzeichnet. Zieht man auch die zwischen den einzelnen Kernen auftretenden großen Mg-Unterschiede in Betracht, so scheint es, daß die ermittelten Werte für das Magnesium mehr oder weniger durch Verunreinigung verfälscht sind. Infolgedessen ist auch die Zunahme oder Abnahme des Mg-Gehaltes nach NW zufällig. Aus der Tabelle 10 ist auch zu entnehmen, daß eine Gliederung der Kerne in hyperhalines und euhalines Milieu nach ihrem Mg-Gehalt möglich ist. Identische Profilmteile zeigen jedoch von Kern zu Kern zu große Mg-Schwankungen, so daß die Mg-Konzentration für eine Korrelation der einzelnen Bereiche völlig nutzlos ist. Dies trifft für die Sr-Werte nicht zu, denn die stratigraphisch eingestuftten Bereiche weisen von einem Kern zum anderen ähnliche Schwankungen auf, die für eine Korrelation der einzelnen Bereiche von großer Bedeutung sind. Hier sollte betont werden, daß eine stratigraphische Einstufung bzw. Korrelation der einzelnen Bereiche ohne Hilfe der mikropaläontologischen Befunde nicht durchzuführen ist.

Es scheint, daß das mittlere Würm-Vollglazial einen Teilabschnitt mit höheren Sr- und Mg-Gehalten umfaßt, als

sie für ein euhalines Milieu zu erwarten wären. Dieser Teilabschnitt zeichnet sich auch durch das starke Zurücktreten der untersuchten planktonischen Foraminiferen aus. Deshalb konnten in den nördlich gelegenen Bohrkernen, insbesondere infolge erhöhter Salinität, keine Analysen durchgeführt werden (S. 160 P und WR - 35). Demnach dürften die euhalinen Verhältnisse, die während des mittleren Würm-Vollglazial vorherrschten, infolge einer Meeresspiegelabsenkung, die zu höherer Salinität führte, unterbrochen worden sein. Bei annähernd gleichbleibender Mächtigkeit des mittleren Würm-Vollglazials könnte ein solcher Teilabschnitt (hyperhalin) als Hinweis auf das mittlere Würm-Vollglazial betrachtet werden. Sprechen die mikropaläontologischen Befunde auch dafür, dann dürfte die Einstufung als gesichert gelten.

Die von DEUSER & DEGENS (1969) aufgestellten Salinitätszyklen konnten durch die ermittelten Daten weder bestätigt noch abgelehnt werden. Nur eine rapide Abnahme des Strontiums zum Holozän dürfte in den meisten untersuchten Kernen als sicher gelten (s. Abb. 22). Dagegen verlaufen die Übergänge zwischen den übrigen Bereichen von einem Kern zum anderen so unterschiedlich, daß eine gesicherte Aussage hier nicht möglich ist.

Das Fehlen von Analysen-Werten wegen zu niedriger Produktionsraten erschwert oftmals eine Grenzziehung zwischen den einzelnen Bereichen. Deshalb darf eine Verschiebung der gezogenen Grenzen um geringe Beträge nicht ausgeschlossen werden.

Mächtigkeitsangaben bzw. Sedimentationsraten für die ausgeschiedenen Bereiche werden im Kapitel 2.7 diskutiert.

Die unterschiedlichen Sr-Schwankungen lassen sich mit der Verteilung der untersuchten Foraminiferen gut in Einklang bringen, d.h. in Bereichen höherer Sr-Gehalte treten die Foraminiferen stark zurück, in einigen Proben fehlen sie sogar völlig (s. WR - 35). Dagegen kommen sie in Abschnitten niedriger Sr-Konzentration sehr häufig vor. Die Häufigkeit der planktonischen Foraminiferen in den untersuchten Bohrkernen wird jedoch in erster Linie von der Salinität bestimmt (vgl. Kap. 3.6). Infolgedessen dürfte auch die ermittelte primäre Sr-Konzentration in den untersuchten Foraminiferen- und Pteropoden-Schalen direkt von der damaligen Salinität abhängig gewesen sein.

## 4. ERGEBNISSE UND SCHLUBFOLGERUNGEN

Es wurde festgestellt, daß planktonische Foraminiferen aus dem südlichen Teil des Roten Meeres in jeder Probe der jungquartären Sedimentkerne vorkommen. Ein Überleben z.B. von *G. ruber* war in Kaltzeiten trotz erhöhter Salinität (Meeresspiegelabsenkung) war offenbar möglich. Somit kann eine völlige Abschnürung des Roten Meeres vom Indischen Ozean, die zum Aussterben der Foraminiferen hätte führen müssen, nicht angenommen werden.

Auch die Untersuchungen von MÜLLER (1976) an Nannoplankton-Gemeinschaften sprechen gegen eine völlige Abschnürung des Roten Meeres im Jungpleistozän, ebenso die Sauerstoff-Isotopen-Untersuchungen von DEUSER (1976). Nach den vorgelegten Ergebnissen wurde die Verteilung der untersuchten planktonischen Foraminiferen aus dem Roten Meer in erster Linie durch die Salinität bestimmt. Innerhalb des euhalinen Bereiches scheint eine Zunahme der Salinität im Profil von Süden nach Norden um ca. 2 ‰ (vgl. SIEDLER 1968) die Verteilung bzw. die Häufigkeit der untersuchten Foraminiferen-Arten nicht wesentlich zu beeinflussen. Dagegen dürfte die Abnahme ihre Individuen-Zahl bei hyperhalinen Verhältnissen, ohne wesentliche Temperaturunterschiede im Profil, nur mit noch größeren Salinitätsunterschiede erklärt werden können.

Ein weiterer Hinweis auf größere Salinitätsunterschiede während der Glazial-Zeiten ergab sich durch die Zunahme des Sr-Gehältes von Süden nach Norden in gleichaltrigen Abschnitten der Kerne.

Solche räumlichen Salinitätsunterschiede innerhalb eines Zeitabschnittes sprechen nicht für ein völlig abgeschlossenes Meeresbecken. Eher ist daraus zu schließen, daß der Wasseraustausch während einer eustatischen Meeresspiegelabsenkung über die Schwelle von Bab-el Mandib zwar reduziert aber keineswegs unterbrochen war.

Nimmt man mit MÜLLER (1971) und PINOT (1968) eine eustatische Meeresspiegelabsenkung während der letzten Eiszeit um ca. 85 m an, so wäre der Spiegel des Roten Meeres auch nicht unter die Schwelle von Bab-el Mandib (heutige Tiefe 125 m) gesunken. Geht man von einer Absenkung um ca. 85 m und der heutigen Salinität von 37,5 ‰ im Süden aus, so ergibt sich nach der hydrographischen Kurve von OLAUSSON (1971) für das obere Würm-Vollglazial eine Salinität von ca. 50 ‰ (s. Abb. 23).

Denn durch die Absenkung des Meeresspiegels und die hohe Eindampfungsraten im Roten Meer erhöhte sich zwar die Zufuhr von normalhalinem Wasser aus dem Indischen Ozean in den oberen Wasserschichten, das Abströmen des hyperhalinen Wassers aus dem Roten Meer war jedoch stark behindert, da die Schwelle von Bab-el Mandib relativ hoch aufragte. Daraus resultierte eine weitere Erhöhung der Salinität, so daß für diesen Zeitabschnitt im nördlichen Bereich des Roten Meeres mit einer Salinität von mehr als 50 ‰ gerechnet werden muß. Dagegen dürfte die Salinität im südlichen Teil der, dem offenen Ozean näher lag, unterhalb von 50 ‰ geblieben sein. (DEUSER et al. 1976) gaben die Salinität im südlichen Roten Meer mit minimal 46,6 ‰ an.

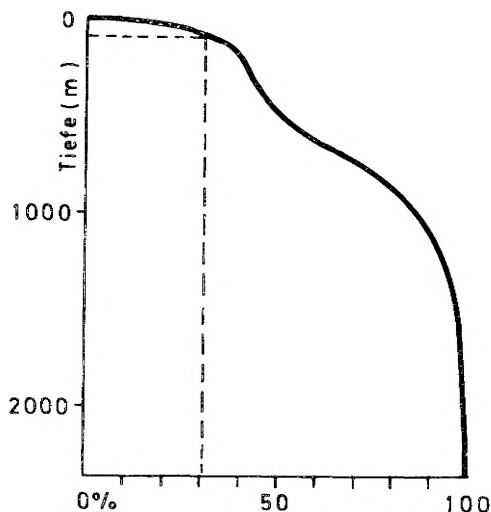


Abb. 23: Hydrographische Kurve vom Roten Meer (nach OLAUSSON 1971)

Hydrographic curve of the Red Sea (after OLAUSSON 1971)

Es ist anzunehmen, daß sowohl der Anstieg als auch das Absinken des Wasserspiegels im Roten Meer nicht über das Ausmaß der eustatischen Meeresspiegelschwankungen im Indischen Ozean hinaus gegangen sind. Damit dürften die Salzlaugen ihren Ursprung nicht in hoch konzentrierten Meereswasser haben, sondern vielmehr durch eine Mischung von Meerwasser und Salzen aus miozänen Evaporitserien entstanden (vgl. BACKER & RICHTER 1973). Ihre

Entstehung setzte mit großer Wahrscheinlichkeit am Ausgang des oberen Würm-Vollglazial (vor 11.000 Jahren) ein. Wesentliche Schwankungen des Meeresspiegels im Roten Meer infolge tektonischer Bewegungen können nach diesen Ergebnissen ebenfalls nicht angenommen werden.

In dem Proben-Material können diagenetische Veränderungen aus der jüngsten Vergangenheit mit Hilfe der Sr-Gehalte in Foraminiferen-Schalen erkannt und entsprechend interpretiert werden. Die Sr-Konzentration in unveränderten Foraminiferen- und Pteropoden-Schalen ist dazu geeignet, etwaige großen Salinitätsschwankungen, wie sie in einem fast abgeschlossenen Meeresbecken entstehen, anzuzeigen.

Die "hardlayers" reichen stratigraphisch in einigen Kernen (172 P, 194 P und WR - 35) bis ins Holozän hinein. Das massenhafte Vorkommen von *G. sacculifer* darin spricht eindeutig für euhaline Verhältnisse, während die Entstehung der "hardlayers" selbst, die nach GEVIRTZ & FRIEDMAN (1966) aus Aragonit, Mg-Calcit und Calcit bestehen, mit erhöhter Salinität erklärt werden kann. Ein Nebenmeer-Effekt kann diese Befunde nicht erklären (vgl. Kap. 2.3.1). Denn *G. sacculifer* kommt einerseits im südlichen Bereich des Roten Meeres in den Kernen 172 P und 194 P mit "hardlayers" massenhaft vor und zum anderen 400 km weiter nördlich im Kern WR - 35. In den Kernen dazwischen tritt sie in den "hardlayers" eindeutig auf das obere Würm-Vollglazial (hyperhalin) beschränkt. Das Vorkommen von "hardlayers" in holozänen Sedimenten dürfte somit besser mit einer Umlagerung zu erklären sein.

## LITERATURVERZEICHNIS

- ALLAN, T. D.: Magnetic and gravity fields over the Red Sea.- *Phil Trans. Roy. Soc., A.*, 267, 153 - 180, London 1970
- AMIEL, A. J., FRIEDMAN, G. M. & MILLER, D. S.: Distribution and nature of incorporation of trace elements in modern aragonitic corals.- *Sedimentology*, 20, 47 - 64, London 1973
- BACKER, H. & RICHTER, H.: Die rezente hydrothermale sedimentäre Lagerstätte Atlantis II-Tief im Roten Meer.- *Geol. Rdsch.*, 62, 697 - 737, Stuttgart 1973
- BATHURST, R. G. C.: The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall.- In: IMBRIE, J. & NEWELL, N. D. (Hrsg.): *Approaches to paleoecology*.- 432 S., New York 1964b
- BAUSCH, W. M.: Strontiumgehalte in süddeutschen Malmkalken.- *Geol. Rdsch.*, 55, 86 - 96, Stuttgart 1965
- : Outlines of distribution of strontium in marine limestones.- In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. M. (Hrsg.): *Recent developments in carbonates sedimentology in Central Europe*.- 255 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag) 1968
- BE, A. W. H.: Ecology of recent planktonic foraminifera.- Part 1: Areal distribution in the western North Atlantic.- *Micropaleontology*, 5, 77 - 100, New York 1959
- : Some observation on arctic planktonic foraminifera.- *Cushman Found. Res. Contrib.*, 11, 64 - 68, 1960b
- : Distribution of planktonic foraminifera in the world oceans.- *Sec. Intern. Oceanogr. Congr.*, Moskau 1966
- BE, A. W. H. & HAMLIN, W. H.: Ecology of recent planktonic foraminifera.- Part 3: Distribution in the North Atlantic during the summer of 1962.- *Micropaleontology*, 13, 87 - 106, New York 1967
- BE, A. W. H., HARRISON, S. M. & LOTT, L.: *Orbulina universa* d'Orbigny in the Indian Ocean.- *Micropaleontology*, 19, 150 - 192, New York 1973
- BE, A. W. H., JONGEBLOED, W. L. & McINTYRE, A.: X-Ray microscopy of recent planktonic foraminifera.- *J. Paleont.*, 43, 1384 - 1395, Menasha 1969
- BE, A. W. H. & TOLDERLUND, D. S.: Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans.- In: FUNNELL, M. & RIEDEL, W. R. (Hrsg.): *Micropaleontology of oceans*.- 828 S., Cambridge (University Press) 1971
- BELYAEVA, N. V.: Distribution of planktonic foraminifera in the water and on the floor in the Indian Ocean.- *Akad. Nauk SSSR, Inst. Okeanol., Trudy*, 68, 12 - 83, 1964
- BERGGREN, W. A.: Micropaleontologic investigations of Red Sea cores-Summary and synthesis of results.- In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (Hrsg.): *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*.- 600 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag) 1969
- BERGGREN, W. A. & BOERSAM, A.: Late pleistocene and holocene planktonic foraminifera from the Red Sea.- In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (Hrsg.): *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*.- 600 S., Berlin-Heidelberg-New York 1969
- BERNER, R. G. C.: Diagenesis of carbonate sediments-interaction of magnesium in sea water with mineral grains.- *Science*, 153, 188 - 191, Washington 1966
- BERNER, R. A.: Chemical diagenesis of some modern carbonate sediments.- *Amer. J. Sci.*, 264, 1 - 36, New Haven 1966
- BILLINGS, G. K.: The analysis of geological materials by atomic absorption spectrometry, 2. Accuracy tests. *At. Absorption Newsletter*.- Perkin-Elmer Corp., 4, 312 - 316, 1965c
- BOLTOVSKOY, E.: Distribución de los foraminíferos planctónicos vivos en el Atlántico ecuatorial parte oeste (Expedición Equalant).- *Serv. Hidrogr. Nav.*, 639, 1 - 54, Buenos Aires 1964
- : Living planktonic foraminifera at 90°E meridian from the equator to the antarctic.- *Micropaleontology*, 15, 237 - 255, New York 1969
- : Planktonic foraminiferal assemblages of the epipelagic zone and their thanatocoenoses.- In: FUNNELL, B. M. & RIEDEL, W. R. (Hrsg.): *Micropaleontology of oceans*, 828 S., Cambridge (University Press) 1971
- : Reconstruction of postpliocene climatic changes by means of planktonic foraminifera.- *Boreas*, 2, 55 - 68, Oslo 1973
- BORNHOLD, B. D. & MILLIMAN, J. D.: Generic and environmental control of carbonate mineralogy in serpulid (Polychaete) tubes.- *J. Geol.*, 81, 363 - 373, Chicago 1972
- BRADSHAW, J. S.: Ecology of living planktonic foraminifera in the north and equatorial Pacific.- *Cushman Found. Res. Contrib.*, 10, 25 - 64, 1959
- BROWN, W. H., FYFE, W. S. & TURNER, F. J.: Aragonite in California glaucophane schists, and the kinetics of the aragonite-calcite transformation.- *J. Sedim. Petrol.*, 3, 566 - 582, Menasha 1962
- BRUNEAU, L., JERLOV, N. G. & KOCZY, F.: *Rep. Swedish Deep-sea Exped.*, 3, 1953
- CARELLA, R. & SCARPA, M.: Geological results of exploration in Sudan by Agip Mineraria.- 4th Arab. Petrol. Congr., Agip Mineraria, 23 S., Donato Milanese 1962
- CHAUDRON, G.: Contribution l'étude des réactions dans l'état solide cinétique de la transformation aragonite-calcite.- In: HEMLIN, E. (Hrsg.): *Proc. Intern. Symp. Reactivity Solids*, Gothenburg 1952.- 9 - 20, Göteborg 1954

- CHAVE, K. E.: Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms.- J. Geol., 62, 266 - 283, Chicago 1954a
- CHAVE, K. E., DEFFEYES, K. S., WEYL, P. K., GARRELS, R. M. & THOMPSON, M. E.: Observations on the solubility of skeletal carbonates in aqueous solution.- Science, 137, 33 - 34, Washington 1962
- CHEN, C.: Pteropods ooze from Bermuda Pedestal.- Science, 144, 60 - 62, Washington 1964
- : Pteropods in the hot brine sediments of the Red Sea.- In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (Hrsg.): Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea.- 600 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag) 1969
- CHILINGAR, G. V.: Relationship between Ca/Mg ratio and geologic age.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 40, 2256 - 2266, 1956b
- : Dependence on temperature of Ca/Mg ratio of skeletal structures of organisms and direct chemical precipitates out of sea water.- Bull. South. Acad. Sci., 61, 45 - 60, 1962a
- : Possible loss of magnesium from fossils to the surrounding environment.- J. Sedim. Petrol., 32, 136 - 139, Menasha 1962b
- CLARKE, F. W. & WHEELER, W. C.: The inorganic constituents of marine invertebrates.- Ibid Prof. Paper, 124, 62 S., 1922
- DANSGAARD, W., JOHNSONS, S. J., CLAUSEN, H. B. & LANGWAY, C. D. jr.: Climatic record revealed by ice core.- In: TUREKIAN, K. K. (Hrsg.): The late cenozoic glacial ages.- 606 S., New Haven-London (Yale Univ. Press) 1971
- DAVID, D. J.: The determination of molybdenum by atomic absorption spectrophotometry.- Analyst, 86, 730 - 740, 1960
- DEUSER, W. G. & DEGENS, E. T.:  $O^{18}/O^{16}$  and  $C^{13}/C^{12}$  ratio of fossils from the hot brine deep area of the central Red Sea.- In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (Hrsg.): Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea.- 600 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag) 1969
- DEUSER, W. G., ROSS, E. H. & WATERMAN, L. S.: Glacial and pluvial periods: Their relationship revealed by pleistocene sediments of the Red Sea and Gulf of Aden.- Science, 191, 1168 - 1170, Washington 1976
- DODD, J. R.: Paleocological implication of shell mineralogy in two pelecypod species.- J. Geol., 71, 1 - 11, Chicago 1963
- : Environmentally controlled variations in the shell structure of pelecypod species.- J. Paleont., 38, 1065 - 1071, Menasha 1964
- DODD, J. R.: Environmental control of strontium and magnesium in Mytilus.- Geochim. Cosmochim. Acta, 29, 385 - 398, London-New York-Paris 1965
- : Processes of conversion of aragonite to calcite with examples from the cretaceous of Texas.- J. Sedim. Petrol., 36, 733 - 741, Tulsa 1966
- : Magnesium and strontium in calcareous skeletons.- J. Paleont., 41, 1313 - 1329, Menasha 1967
- DRAKE, C. L. & GIRDLER, R. W.: A geophysical study of the Red Sea.- Geophys. J. R. Astr. Soc., 8, 473 - 495, 1964
- EISMA, D.: The influence of salinity on mollusk shell mineralogy: A discussion.- J. Geol., 74, 89 - 95, Chicago 1966
- EMERY, K. O., HUNT, J. M. & HAYS, E. E.: Summary of hot brines and heavy metal deposits in the Red Sea.- DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (Hrsg.): Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea.- 600 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag) 1969
- EMILIANI, C.: Mineralogical and chemical composition of the tests of certain pelagic foraminifera.- Micropaleontology, 1, 377 - 380, New York 1955
- : Paleotemperature analysis of Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years.- J. Geol., 74, 109 - 126, Chicago 1966
- : Isotopic paleotemperatures and shell morphology of Globigerinoides ruber in the type section for the pliocene-pleistocene boundary.- Micropaleontology, 17, 233 - 238, New York 1971
- FLOGEL, H. W. & WEDEPOHL, K. H.: Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der nördlichen Kalkalpen.- Contr. Miner. Petrol., 14, 229 - 249, Berlin 1967
- FORNASERI, M. e I GRANDI: Contenuto in stronzio di serie calcaree Italiane.- Giorn. geol. Am. mus. geol., 171 - 198, Bologna 1963
- FRIEDMAN, G. M.: Early diagenesis and lithification in carbonate sediments.- J. Sedim. Petrol., 34, 777 - 813, Tulsa 1964
- : Occurrence and stability relationships of aragonite, high-magnesian calcite and low-magnesian calcite under deep-sea conditions.- Geol. Soc. Amer. Bull., 76, 1191 - 1196, Boulder 1965c
- : The fabric of carbonate cement and matrix and its dependence on the salinity of water.- In: MÖLLER, G. & FRIEDMAN, G. M. (Hrsg.): Recent developments in carbonates sedimentology in Central Europe.- 255 S., New York (Springer-Verlag) 1968
- : Trace elements as possible environmental indicators in carbonate sediments.- In: FRIEDMAN, G. M. (Hrsg.): Depositional environments in carbonate rocks.- 209 S., Tulsa (Oklahoma) 1969

- FRIEDMAN, G. M.: Significance of Red Sea in problem of evaporites and basinal limestones.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 56, 1072 - 1086, 1972b
- FYFE, W. S. & BISCHOFF, J. L.: The calcite-aragonite problem.- In: PRAY, L. C. & MURRAY, R. C. (Hrsg.): Dolomitization and limestone diagenesis.- Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 13, 3 - 13, 1965
- GERMANN, K.: Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (Alpine Mitteltrias).- Diss. Univ. München, 122 S., 1966
- GEVIRTZ, J. L. & FRIEDMAN, G. M.: Deep-sea carbonate sediments of the Red Sea and their implications on marine lithification.- J. Sedim. Petrol., 36, 143 - 152, Tulsa 1966
- GEYH, M. A.:  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen an der  $\text{C}_{org}$ -Fraktion von Sedimenten der Valdivia-Expedition.- In: Bundesanstalt für Bodenforschung (Hrsg.): Valdivia VA 01/03, Wiss. Erg. I, 165 S., Hannover 1974
- GIRDLER, R. W.: The Red Sea-A geophysical background.- In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (Hrsg.): Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea.- 600 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag) 1969
- GREEN, E. J.: The stability of aragonite in sea water-Thermodynamic influence of strontium.- Geochim. et Cosmochim. Acta, 31, 2445 - 2448, London-New York-Paris 1967
- HALLAM, A. & O'HARA, M. J.: Aragonitic fossils in the lower carboniferous of Scotland.- Nature, 195, 273 - 274, London 1962
- HARRIS, R. C.: Trace element distribution in molluscan skeletal material. I. Magnesium, iron, manganese, and strontium.- Bull. marine Sci., 15, 265 - 273, Cambridge 1965
- HARTMANN, M., LANGE, H., SEIBOLD, E. & WÄLGER, E.: Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman. I. Geologisch-hydrologischer Rahmen und erste sedimentologische Ergebnisse.- "Meteor" Forsch - Erg. C, 4, 1- 76, Berlin-Stuttgart 1971
- HERMAN, Y.: Etude des sédiments quaternaires de la Mer Rouge.- Ann. Inst. Oceanogr., 42, 343 - 415, 1965
- HILTERMANN, H.: Klassifikation rezenter Brack- und Salinar-Wässer in ihre Anwendung für fossile Bildungen.- Z. dt. geol. Ges., 115, 463 - 496, Hannover 1963
- HOLLAND, H. D., BORCSIK, M., MUNOZ, J. & OXBURGH, U. M.: The co-precipitation of  $\text{Sr}^{+2}$  with aragonite and of  $\text{Ca}^{+2}$  with strontianite between 90 and 100°C.- Geochim. et Cosmochim. Acta, 27, 957 - 977, London-New York-Paris 1963
- HOLLAND, H. D., KIRSIPU, T. V., HUEBNER, J. S. & OXBURGH, U. M.: On some aspects of the chemical evolution of cave waters.- J. Geol., 72, 36 - 67, Chicago 1964
- JANSEN, J. F. & KITANO, Y.: The Resistance of recent marine sediments to solution.- J. Oceanogr. Soc. Japan, 18, 208 - 219, 1963
- JONES, J. I.: Significance of distribution of planktonic foraminifera in the equatorial Atlantic undercurrent.- Micropaleontology, 13, 489 - 501, New York 1967
- KAHLE, C. F.: Strontium in oölitic limestones.- J. Sedim. Petrol., 35, 846 - 856, Tulsa 1965
- KINSMAN, D. J. J.: The coprecipitation of  $\text{Sr}^{+2}$  with aragonite from sea water at 15 - 95°C.- In: Program 1965, Annual Meetings, Geol. Soc. Amer., S. 87, 1965
- : Interpretation of Sr-concentration in carbonate minerals and rocks.- J. Sedim. Petrol., 39, Menasha 1969
- KRINSLEY, D.: Magnesium, strontium and aragonite in the shells of certain littoral gastropods.- J. Paleont., 34, 744 - 755, Menasha 1960a
- : Trace elements in the tests of planktonic foraminifera.- Micropaleontology, 6, 297 - 300, New York 1960b
- KRINSLEY, D. & BIERI, R.: Changes in the chemical composition of pteropod shells after deposition on the sea-floor.- J. Paleont., 33, 682 - 684, Menasha 1959
- KULP, J. L., TUREKIAN, K. & BOYD, D. W.: Strontium content of limestones and fossils.- Geol. Soc. Amer. Bull., 63, 701 - 716, Boulder 1952
- KUNZLER, R. H. & GOODELL, H. G.: The aragonite-calcite transformation - A problem in the kinetic of a solid solid reaction.- Amer. J. Sci., 269, 360 - 391, 1970
- KUSTANOWICH, S.: Distribution of planktonic foraminifera in surface sediments of the southwest Pacific Ocean, New Zealand.- J. Geol. Geophys., 6, 534 - 565, 1963
- LEAL-RODRIGUEZ, D.: Distribution de pteropodos en Veracruz, ver.- An. Inst. Biologia, 36, 249, 1965
- LERMAN, A.: Paleoecological problems of Mg and Sr in biogenic calcites in light of recent thermodynamic data.- Geochim. et Cosmochim. Acta, 29, 977 - 1002, New York 1965a
- LEUTWEIN, F. & WASKOWIAK, U. R.: Geochemische Untersuchungen an rezenten marinen Mollusken-Schalen.- N. Jb. Miner. Abh., 99, 45 - 78, Stuttgart 1962
- LIPPS, J. H. & RIBBE, P. H.: Electron-probe microanalysis of planktonic foraminifera.- J. Paleont., 41, 492 - 496, Menasha 1967
- LOWENSTAM, H. A.: Factors affecting the aragonite/calcite ratios in carbonate-secreting marine organisms.- J. Geol., 62, 284 - 322, Chicago 1954b

- LOWENSTAM, H. A.: Mineralogy,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratio, and strontium and magnesium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans.- J. Geol., 69, 241 - 260, Chicago 1961
- : Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments.- In: DONNELLY, T. W. (Hrsg.): The earth sciences problems and progress in current research.- 137 - 195, Chicago (Univ. Press) 1963
- : Sr/Ca ratio of skeletal aragonites from recent marine biota at Palau and from fossil gastropods.- In: CRAIG, H., MILLER, S. L. & WASSERBURG, G. J. (Hrsg.): Isotopic and cosmic chemistry.- North-Holland, Publishing Company, 553 S., Amsterdam 1964b
- : Coexisting calcites and aragonites from skeletal carbonates of marine organisms and their strontium and magnesium contents.- In: MIYAKE, Y. & KOYAMA, T. (Hrsg.): Recent researches in the field of hydrosphere, atmosphere and nuclear geochemistry, 373 - 404, Maruzen-Tokyo 1964c
- LYNTS, G. W.: Analysis of the planktonic foraminiferal fauna of core 6275, Tongue of the ocean Bahamas.- Micropaleontology, 17, 152 - 166, New York 1971
- MARCHIG, V.: Zur Geochemie rezenter Sedimente des Indischen Ozeans.- "Meteor" Forsch.-Erg. C, 11, 1 - 104, Berlin-Stuttgart 1972
- MENZIES, R. J.: Shell-bearing pteropod gastropods from Mediterranean plankton (Cavoliniidae).- Publ. Stazz. Zool. Napoli., 30, 381 - 401, Neapel 1958
- MILLER, A. R., DENSMORE, C. D., DEGENS, E. T., HATHAWAY, J. C., MANHEIM, F. T., MCFARLIN, P. F., POCKLINGTON, R. & JOKELA, A.: Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea.- Geochim. et Cosmochim. Acta, 30, 341 - 359, London-New York-Paris 1966
- MILLIMAN, J. D.: Marine carbonates.- In: MILLIMAN, J. D., MOLLER, G. & FÖRSTNER, U. (Hrsg.): Recent sedimentary carbonates, 375 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag) 1974
- MÜRNER, N. A.: Eustatic changes during the last 20.000 years and a method of separating the isostatic factors in an uplifted Area.- Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 9, 153 - 181, Amsterdam 1971
- MOORE, H. B.: The zooplankton of the upper waters of the Bermuda area of the North Atlantic.- Bull. Bingham Oceanogr. Coll., 12, 1 - 97, 1949
- MOLLER, C.: Nannoplankton-Gemeinschaften aus dem Jungquartär des Golfs von Aden und des Roten Meeres.- Geol. Jb., D 17, 33 - 77, Hannover 1976
- OPA, T.: Biostratigraphy and isotopic paleotemperature of some deep-sea cores from the Indian Ocean.- Tohoku Univ. Sci. Rep., Ser. 2 (Geol.), 41, 129 - 195, Sendai 1969
- ODUM, H. T.: The biochemistry of strontium (Ph. D. thesis).- New Haven, Connecticut, Yale Univ., 373 S., 1950
- : Notes on the strontium content of sea water, celestite, radiolaria and strontianite snail shells.- Science, 114, 211 - 213, Washington 1951a
- : Biogeochemical deposition of strontium.- Inst. Marine Sci. Pub., 4, 38 - 114, 1957a
- OLAUSSON, E.: Description of sediment cores from the Mediterranean and the Red Sea.- Rep. Swedish Deep-Sea Exped., 1947 - 1948, 8, 287 - 334, 1960c
- : Quaternary correlation and the geochemistry of oozes.- In: FUNNELL, M. & RIEDEL, W. R. (Hrsg.): Micropaleontology of oceans.- 828 S., Cambridge (Univ. Press) 1971
- OXBURGH, U. M., SEGNIT, R. E. & HOLLAND, H. D.: Coprecipitation of strontium with calcium carbonate from aqueous solutions.- Program-Issue, GSA-Meeting Pittsburgh, S. 95 A, 1959
- PARKER, F. L.: Eastern Mediterranean foraminifera.- Rep. Swedish Deep-Sea Exped., 8, 219 - 283, 1958
- : Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments.- Micropaleontology, 8, 219 - 254, New York 1962
- : Distribution of planktonic foraminifera in recent deep-sea sediments.- In: FUNNELL, M. & RIEDEL, W. R. (Hrsg.): Micropaleontology of oceans.- 828 S., Cambridge (Univ. Press) 1971
- PHILLIPS, J. D., WOODSIDE, J. & BOWIN, C. O.: Magnetic and gravity anomalies in the central Red Sea.- In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (Hrsg.): Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea.- 600 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag) 1969
- PILKEY, O. H. & GOODELL, H. G.: Comparison of the composition of fossil and recent mollusk shells.- Geol. Soc. Amer. Bull., 75, 217 - 228, Boulder 1964
- PILKEY, O. H. & HOWER, J.: The effect of environment on the concentration of skeletal magnesium and strontium in Dendraster.- J. Geol., 68, 203 - 216, Chicago 1960
- PINOT, J. P.: Littoraux wurmiens submergés à l'ouest de Belle-Ile.- Bull. Assoc. Franc. Quatern., 5, 197 - 216, 1968
- PONDER, R. W. & GLENDINNING, : The magnesium content of some miliolacean foraminifera in relation to their ecology and classification.- Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 15, 29 - 32, Amsterdam 1974
- RISCH, H.: Mikropaläontologische Untersuchungen im Roten Meer und Golf von Aden.- In: Bundesanst. Bodenforsch. (Hrsg.): Valdivia VA 01/03, Wiss. Erg. I, 165 S., Hannover 1974



- RISCH, H.: Microbiostratigraphy of core-section of the Red Sea.- *Geol. Jb.*, 17, 3 - 14, Hannover 1976
- ROSS, D. A., HAYS, E. E. & ALLSTROM, F. C.: Bathymetry and continuous seismic profiles of the hot brines region of the Red Sea.- In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (Hrsg.): Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea.- 600 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag) 1969
- SAID, R.: The distribution of foraminifera in the northern Red Sea.- *Cushman Found. Foram. Res. Contr.*, 1, 9, 1950
- SARNTHEIN, M.: Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman. II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion.- "Meteor" Forsch.-Erg. C, 5, 1 - 113, Berlin-Stuttgart 1971
- SAVIN, S. M. & DOUGLAS, R. G.: Stable isotope and magnesium geochemistry of recent planktonic foraminifera from south Pacific.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 2327 - 2342, Boulder 1973
- SCHNEIDER, W. & WACHENDORF, H.: Vulkanismus und Grabenbildung im Roter Meer: Ein Diskussions-Beitrag im Rahmen der Valdivia-Kampagnen 1971/72.- *Geol. Rasch.*, 62, 754 - 773, Stuttgart 1973
- SCHOELL, M. & RISCH, H.: Oxygen- and carbonisotope analysis on planktonic foraminifera of core Va 01 - 188P, southern Red Sea.- *Geol. Jb.*, D 17, 15 - 32, Hannover 1976
- SCHRÖDER, J. H.: Experimental dissolution of calcium, magnesium and strontium from recent diogenic carbonates: A model of diagenesis.- *J. Sedim. Petrol.*, 39, 1057 - 1073, Tulsa 1969
- SESTINI, J.: Cenozoic stratigraphy and depositional history, Red Sea coast, Sudan.- *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 49, 1453, 1965
- SIEDLER, G.: Schnitungs- und Bewegungsverhältnisse am Südausgang des Roten Meeres.- "Meteor" Forsch.-Erg. A, 4, 1 - 77, Berlin-Stuttgart 1968
- : General circulation of water masses in the Red Sea.- In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (Hrsg.): Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea.- 600 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag) 1969
- SIEGEL, F. R.: The effect of strontium on the aragonite-calcite ratio of pleistocene corals.- *J. Sedim. Petrol.*, 30, 297 - 304, Tulsa 1960
- STEHLI, F. G.: Shell mineralogy in paleozoic invertebrates.- *Science*, 123, 1031 - 1032, Washington 1956
- STEHLI, F. G. & HOWER, J.: Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments.- *J. Sedim. Petrol.*, 31, 358 - 371, Tulsa 1961
- TAFT, W. H. & HARDAUGH, J. W.: Modern carbonate sediments of Southern Florida, Bahamas, and Espiritu Santo Island, Baja California: A comparison of their mineralogy and chemistry.- *Geol. Sci.*, 8, 1 - 133, Stanford Univ. Publ. 1954
- TAFT, W. H.: Physical chemistry of formation of carbonates.- In: CHILINGAR, G. V., BISSELL, H. J. & FAIRBRIDGE, R. W. (Hrsg.): Carbonate rocks-Developments in sedimentology.- 413 S., Amsterdam (Elsevier) 1967
- THOMPSON, T. G. & CHOW, J.: The strontium-calcium atom ratio in the carbonate-secreting marine organisms.- *Deep Sea Res.*, 3, 20 - 39, Oxford 1955
- TÖLDERLUND, D. S. & BEY, A. W. H.: Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic.- *Micropaleontology*, 19, 297 - 329, New York 1971
- TUREKIAN, K.: Paleocological significance of the strontium-calcium ratio in fossils and sediments.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 66, 155 - 158, Boulder 1955
- : The marine geochemistry of strontium.- *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28, 1479 - 1496, London-New York-Paris 1964
- TUREKIAN, K. & ARMSTRONG, R. L.: Magnesium, strontium and barium concentrations and calcite-aragonite ratios of some recent molluscan shells.- *J. Marine Res.*, 18, 133 - 151, 1960
- VINOGRADOV, A. P. & RAOV, A. B.: Composition of the sedimentary rocks of the Russian platform in relation to the history of its tectonic movements.- *Geochemistry*, 6, 533 - 559, 1956
- WANGERSKY, P. J. & JOENSJU, A. O.: Strontium, magnesium and manganese in fossil foraminiferal carbonates.- *J. Geol.*, 70, 477 - 483, Chicago 1962
- WEYL, P. K.: The solution of carbonate materials in sea water.- *Studies Tropical Oceanogr.*, 5, 178 - 228, Univ. Miami 1967
- WILLIS, J. B.: Determination of calcium and magnesium in urine by atomic absorption spectroscopy.- *Anal. Chem.*, 33, 556 - 559, 1961
- WOLLIN, G., ERICSON, D. B. & EWING, M.: Late pleistocene climates recorded in atlantic and pacific deep-sea cores.- In: TUREKIAN, K. K. (Hrsg.): The late cenozoic ages.- 606 S., New Haven-London (Univ. Press) 1971
- YUSUF, N.: Trocknete das Rote Meer im Jungpleistozän aus?.- *Die Naturwiss.*, 12, 576, Heidelberg (Springer-Verlag) 1976





## BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin — Technische Universität Berlin — Technische Fachhochschule Berlin

Bisher sind erschienen:

### Reihe A

**Band 1 / Götz Knoche:** Zur Stratigraphie und Petrographie paläozoischer Sedimente am Ost rand der Serra S. Bruno (Kalabrien, Süditalien), 67 S., 48 Abb., 3 Taf. 1977. DM 19,—.

**Band 2 / Peter Eggert:** Sedimentpetrographisch-stratigraphische Untersuchungen in den Unter kreide-Serien und dem Bolgenkonglomerat (Oberkreide) der Feuerstätter Decke im Allgäu und Vorarlberg. 167 S., 38 Abb., 18 Taf. 1977. DM 35,—.

**Band 3 / Horst Grotjohann:** Die Korrelation von Geochemie und Faziesdifferenzierung im erz höffigen Muschelkalk (Mitteltrias) der Ostalpen. 70 S., 34 Abb., 5 Taf., 10 Tab. 1978.

**Friedrich F. Helmdach:** Nichtmarine Ostrakoden aus der spanischen Oberkreide. 8 S., 5 Abb., 1 Tafel. 1978. DM 23,—.

**Band 4 / Christian Preller:** Trend- und Spektralanalysen von Grundwasserstandsganglinien und klimatologischen Reihen zur Ermittlung der Grundwasserneubildung in drei Gebieten von Berlin (West). 84 S., 27 Abb., 22 Taf., 3 Tab., 1978. DM 19,—.

**Band 5 / Mohamed Alwashe:** Luftbild- und Satellitenbild-Interpretation des Lithologischen und Tektonischen Baus im Nördlichen Tibesti-Gebirge (Ehi Méché und Tirenno), Tschad. 110 S., 26 Abb., 31 Taf., 22 Tab., 8 Kart., 1978. DM 38,—.

**Band 6 / Nigem Yusuf:** Mikropaläontologische und geochemische Untersuchungen an Bohrkernen aus dem Roten Meer. 77 S., 23 Abb., 9 Tab., 1978. DM 19,—.

### Reihe B

**Heft 1: Joachim Steinbeck,** Modellseismische Untersuchungen von Rayleighwellen unter besonderer Berücksichtigung einer Deckschicht von variabler Mächtigkeit. 128 S., 58 Abb., 1965. DM 25,—.

**Heft 2: Peter Giese,** Versuche einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeit-Kurven sowie eine geologische Deutung. 218 S., 83 Abb., 1965. DM 40,—.

**Heft 3: Joachim Meyer,** Zur Modulation der erdmagnetischen Aktivität. 72 S., 26 Abb., 1973. DM 18,—.

**Heft 4: Kurt Bram,** Zum Aufbau der Kruste und des oberen Mantels im Bereich des westlichen Grabens des ostafrikanischen Grabensystems und im östlichen Zaire-Becken. Ergebnisse einer Untersuchung der Raumwellen von Nah-Erdbeben. 65 S., 32 Abb., 1975. DM 25,—.

**Heft 5: Detlef Damaske,** Der Weltzeitgang der erdmagnetischen Aktivität als magnetosphärischer Modulationseffekt. 75 S., 33 Abb., 1976. DM 20,—.

**Heft 6: Michael Leppin,** Modellversuche zur erdmagnetischen und magnetotellurischen Tiefensondierung mit Hilfe eines elektrolytischen Troges. 68 S., 39 Abb., 1977. DM 19,—.

**Heft 7: Hussein El-Ali,** Geothermische Modelle für ein Profil zwischen Südadria und Tyrrhenis. 51 S., 20 Abb., 1978. DM 18,—.

**Hefte 1–6:** Vormalis „Geophysikalische Abhandlungen“ des Instituts für Geophysikalische Wissenschaften der FU Berlin

VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45, Unter den Eichen 57