

„Meteor“ Forsch.-Ergebnisse	Reihe C	No. 33	Seite 15—60	Berlin · Stuttgart	Dezember 1980
-----------------------------	---------	--------	-------------	--------------------	---------------

Der Druck hat  
beiden Seiten  
Differenz

## Sedimentation am NW-afrikanischen Kontinentalrand: Quantitative Zusammensetzung und Verteilung der Siltfraktion in den Oberflächensedimenten

VON

DIETER FÜTTERER

Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel

Mit 26 Abbildungen und 4 Tabellen

### Inhalt

1. Einleitung	16
2. Regionaler Rahmen	18
2.1 Schelf	18
2.2 Kontinentalhang	18
2.3 Kontinentalfuß	18
2.4 Hydrographie	19
2.5 Klima und Wind	19
3. Material und Methoden	19
4. Korngrößenverteilung	21
5. Zusammensetzung der Siltfraktion	26
5.1 Herkunft der Komponenten	27
5.2 Planktonische Komponenten	29
5.21 Planktonische Foraminiferen	29
5.22 Coccolithen	32
5.23 Pteropoden und Heteropoden	34
5.24 Thoracosphaeren	34
5.25 Diatomeen	35
5.26 Radiolarien	35
5.27 Gesamtplankton im Silt	35
5.3 Benthonische Komponenten	35
5.31 Benthonische Foraminiferen	35
5.32 Benthonische Mollusken	37
5.33 Kieselschwämme	37
5.34 Echinodermen und Ostracoden	37
5.35 Bryozoen und Oktokorallen	37
5.36 Rotalgen, Ascidien und Cliona-Späne	37
5.37 Gesamtbenthos im Silt	38
5.4 Plankton/Benthos-Verhältnis im Silt	38
5.5 Authigene Minerale	38
5.51 Pyrit — „Himbeerpyrit“	39
5.6 Terrigen-detritische Komponenten	39
5.61 Quarz	39
5.62 Detritus indet.	39
6. Transport und Verteilung der terrigen-detritischen Komponente	41
6.1 Fluvio-marin transportierter Anteil	41
6.2 Äolisch transportierter Anteil	41
7. Karbonatgehalt	42
7.1 Siltfraktion	42
7.2 Gesamtsediment	44
8. Sedimentationsraten und Mengenbilanz	44
9. Zusammenfassung der Ergebnisse	46
Dank	47
Literaturverzeichnis	47
Anhang	50

Sedimentation on the continental margin off NW Africa: Quantitative composition and distribution of the silt fraction in the surface sediments

### Abstract

Surface sediments from the continental slope and rise off North-West Africa between the Canary Islands and the Cape Verde Islands are mainly composed of silt-sized material (2—63  $\mu\text{m}$ ).

A number of sampling profiles were run normal to the coast and the composition of the silt fraction was determined quantitatively by scanning electron microscope analysis.

The carbonate portion of the sediment was found to be nearly exclusively of biogenic origin. The most important contributors are planktonic foraminifers and coccoliths with minor contributions derived from pteropods.

Plankton-produced biogenic opal such as diatoms and radiolarians play a very minor role. The high production rates of opal-silica plankton which exists in the surface waters of the NW-African upwelling system does not give rise to corresponding increases of opal accumulation in the bottom sediment.

Benthic producers consist mainly of foraminifers and molluscs but the entire input from benthic producers is extremely small. An exception to this occurs in the prodelta sediments of the Senegal river.

Downslope particle transport is indicated by the occurrence of shallow-water coralline algae, ascidian sclerites and cliona boring chips and can be traced as far down as the continental rise.

The non-carbonate silt fraction mostly consists of quartz which is derived as eolian dust from the Sahara

desert by the Harmattan and the NE-Trade-wind system.

The percentage of carbonate in the surface sediments directly indicates the relative proportions of autochthonous biogenic components and terrigenous allochthonous quartz particles.

### Sédimentation à la marge continentale de l'Afrique du Nordouest: Composition et distribution quantitative de la fraction silteuse dans le sédiment superficiel

#### Résumé

Les sédiments récents de la pente continentale de l'Afrique du Nord-ouest, comprise entre les îles Canaries et les îles du Cap Vert, sont essentiellement formés de particules silteuses (2–63 µm). Cet exposé a pour objet l'analyse quantitative des composants de la fraction silteuse des sédiments prélevés le long de plusieurs profils perpendiculaires à la côte. Cette analyse a été faite à l'aide d'un microscope électronique à balayage.

La partie carbonatée de la fraction silteuse est dans son ensemble d'origine biogène, les composants planctoniques (Foraminifères, Coccolithes, Pteropodes) formant le groupe le plus important.

Les organismes planctoniques à test siliceux (Diatomées, Radiolaires) ne forment qu'une très petite partie de la fraction silteuse et ne reflètent pas l'augmentation de production primaire existant dans la zone d'affleurement située au large de l'Afrique du Nord-ouest.

Les organismes benthiques (Foraminifères et Mollusques essentiellement) sont également peu répandus mais se rencontrent au niveau du prodelta du Sénégal.

Parmi eux les organismes adaptés aux faibles profondeurs d'eau (Algues corallines, sclérites d'Ascidies, éclat de Clones) constituent d'excellents indicateurs de transport de sédiment le long de la pente continentale, et ce quelque soit la taille des particules considérées.

Les particules silteuses non carbonatées sont essentiellement des quartz d'origine éolienne transportés du Sahara par les Passats soufflant en direction N. E.

La répartition régionale des particules carbonatées dans les sédiments et l'importance relative du rapport carbonate (biogène-autochtone/terrigène-allochtone) reflètent très nettement les zones d'influence des vents dominants (Passats) dans cette région.

#### Zusammenfassung

Die rezenten Oberflächensedimente am NW-afrikanischen Kontinentalrand zwischen den Kanarischen Inseln und den Kap Verde Inseln werden außerhalb der Schelfgebiete zu mehr als 50 % von Siltkorngrößen (2–63 µm) aufgebaut. Die Zusammensetzung der Siltfraktion wurde auf mehreren Profilen senkrecht zur Küste in einer quantitativen Komponentenanalyse

mit Hilfe eines Raster-Elektronenmikroskops (REM) untersucht.

Die folgenden biogenen Komponenten wurden unterschieden: Coccolithen, planktonische Foraminiferen, Pteropoden/Heteropoden, kalkige Dinoflagellaten, Diatomeen, Radiolarien, benthonische Foraminiferen, Mollusken, Kieselschwämme, Echinodermen, Ostracoden, Bryozoen, Oktokorallen, Rotalgen, Ascidien und Cliona-Bohrspäne.

Die planktonischen Komponenten — Foraminiferen, Coccolithen und untergeordnet Pteropoden/Heteropoden — sind die wichtigsten biogenen Sedimentbildner.

Opal-schaliges Plankton — Diatomeen und Radiolarien — ist nur in sehr geringen Mengen vorhanden. Die hohe Diatomeen-Produktion in den NW-afrikanischen Auftriebswasser-Gebieten spiegelt sich innerhalb des Untersuchungsgebietes nicht in einer entsprechend hohen Opal-Akkumulation wider.

Benthos — vorwiegend Foraminiferen und Mollusken — ist in der Regel ebenfalls nur in sehr geringen Mengen vorhanden. Höhere Anteile finden sich nur in den feinkörnigen Sedimenten vor der Senegal-Mündung.

Das Vorkommen von Flachwasser-Benthos — Rotalgen, Ascidien und Cliona-Bohrspäne — in den Sedimenten des Kontinentalhanges und -fußes kann als Indikator für hangabwärts gerichteten Partikeltransport benutzt werden. Dieser Transport ist — abhängig von der Partikelgröße — bis auf den Kontinentalfuß zu verfolgen.

Der nicht-biogene Teil der Siltfraktion besteht hauptsächlich aus Quarz, der als Windstaub mit dem Harmattan-Wind bzw. dem NE-Passat-System aus der Sahara herantransportiert wird.

Die Karbonatverteilung im Sediment spiegelt deutlich das relative Verhältnis zwischen der autochthonen, karbonatischen Biogenkomponente und der allochthonen, nicht-karbonatischen, terrigen-detritischen Windfrachtkomponente wider.

## 1. Einleitung

Innerhalb der Weltmeere haben die Kontinentalränder die größte sedimentologische Aktivität und Variabilität. Terrigen-detritische Sedimentzufuhr und autochthone, biogene Sedimentproduktion treffen hier zusammen und erreichen ihre höchsten Werte. Unter günstigen Bedingungen kann dies zu hohen Akkumulationsraten und raschem Vorbau der Kontinentalränder durch mächtige Sedimentabfolgen führen.

Die Sedimentfazies wird zwar durch einige wenige Hauptfaktoren geprägt, trotzdem ist aber das Sedimentationsmilieu nicht immer leicht zu durchschauen. Die wichtigsten Faktoren sind dabei das Klima, das weitgehend die Zusammensetzung und Menge des terrigenen Detritus bestimmt, die Organismen, die mit

Abb.  
benp  
fiert

ihre  
schü  
könn  
und  
sive  
ken  
E  
eine:

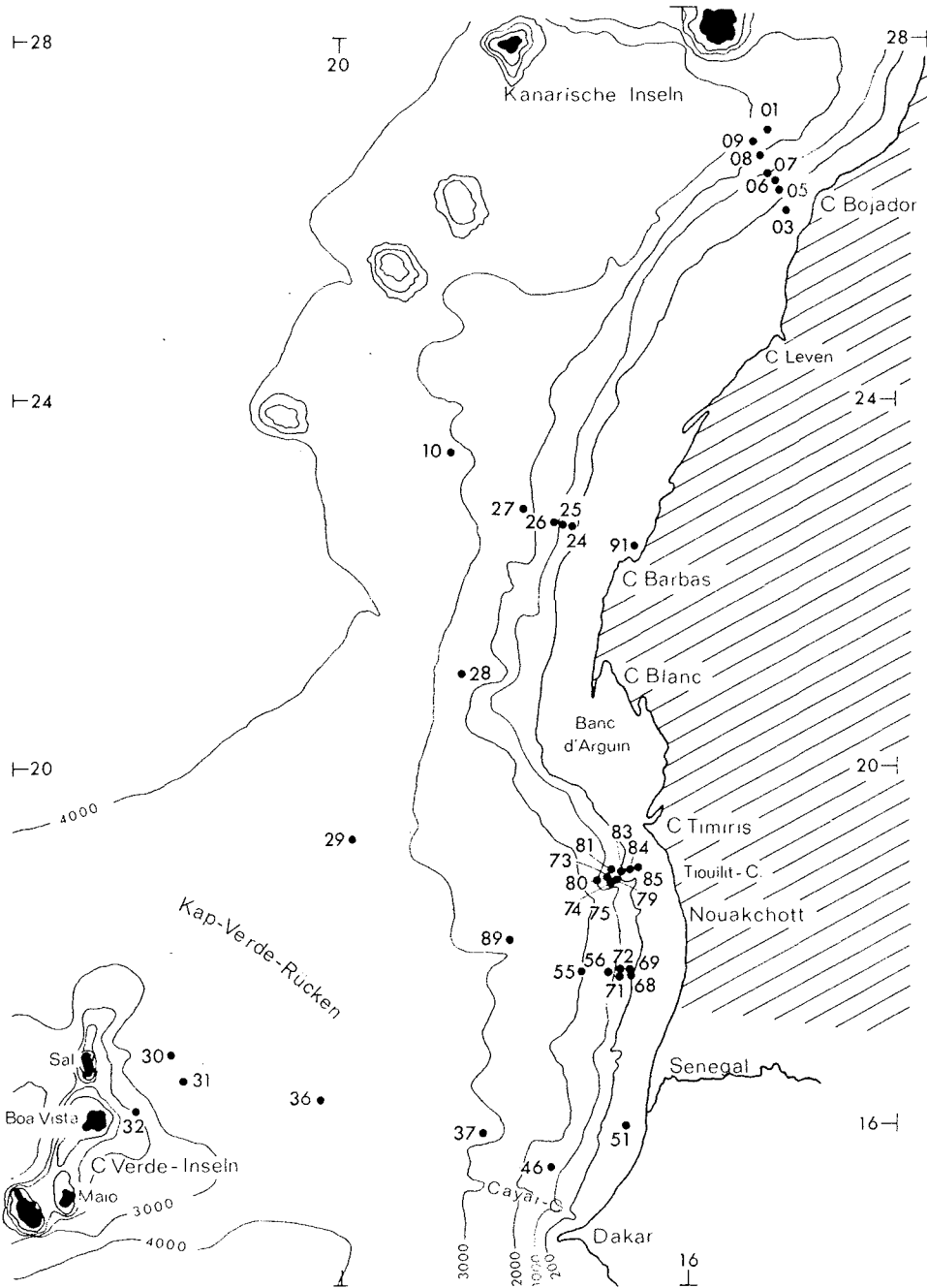


Abb. 1. Übersichtskarte mit Bathymetrie und Lage der Probenpositionen am Kontinentalrand vor NW-Afrika. Schraffiert = vollaride Wüstenzone der Sahara.

Fig. 1. Index map showing bathymetry and sample locations on the continental margin of NW-Africa. Hatched = Saharan desert zone.

ihren erhaltungsfähigen Hartteilen in sehr unterschiedlichem Maße zur Sedimentbildung beitragen können, sowie die Wasserbewegung mit Strömung und Wellen, die besonders im Flachwasser eine intensive Umlagerung, Aufbereitung und Sortierung bewirken kann.

Eine Rekonstruktion der Faktoren, die zur Bildung eines bestimmten Sediments geführt haben, muß von

der qualitativen und quantitativen Analyse der Sedimentzusammensetzung ausgehen. Für grobkörnige Sedimente (Grobkorn =  $>63 \mu\text{m}$ ), wie sie vorwiegend im Flachwasser der kontinentnahen Schelfgebiete zu finden sind, birgt dieses Verfahren, lichtoptisch mit Binokular oder Mikroskop durchgeführt, meist nur geringe Schwierigkeiten und wird seit längerer Zeit routinemäßig mit Erfolg angewendet (SARNTHEIN,

1971 cum lit.). Schwierig wird eine lichtoptische Analyse jedoch bei den sehr feinkörnigen hemipelagischen Sedimenten des Kontinentalhanges und -fußes, wo Grobkorngehalte von weniger als 10 % nicht selten sind. Dieser geringe Grobkornanteil reicht dann allein für eine umfassende Ausdeutung des Sediments nicht aus.

Mit Hilfe des Raster-Elektronenmikroskops (REM) wurde daher eine Methode entwickelt, die es erlaubt, auch den Korngrößenbereich des Silts (2–63  $\mu\text{m}$ ) in eine quantitative Sedimentanalyse mit einzubeziehen (FÜTTERER, 1977).

Diese Methode der quantitativen Siltanalyse wird im folgenden auf die Untersuchung und Ausdeutung der feinkörnigen Sedimente vom NW-afrikanischen Kontinentalrand im Seegebiet zwischen den Kanarischen Inseln und den Kap Verde Inseln angewendet. Zunächst wird dabei die Verteilung der biogenen Sedimentkomponenten auskartiert; dann werden diese Verteilungen zu den Ablagerungsfaktoren in Beziehung gesetzt.

## 2. Regionaler Rahmen

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich am NW-afrikanischen Kontinentalrand von der Linie Dakar–Kap Verde Inseln von etwa 15° N über dreizehn Breitengrade bis zur Höhe der Kanarischen Inseln bei etwa 28° N und reicht somit von etwa 15° W bis 24° W (Abb. 1).

### 2.1 Schelf

Der Schelf ist in diesem Bereich sehr unterschiedlich entwickelt, im Norden allgemein breiter (ca. 100 km) als im Süden (40–60 km) mit einer maximalen Ausdehnung dazwischen im Bereich der Bank d'Arguin.

Die Schelfkante liegt allgemein bei 100–110 m (McMASTER & LACHANCE, 1969). Abweichungen davon sind vor Kap Blanc mit 150 m (BEIN & FÜTTERER, 1977) und vor Mauretaniens zu beobachten, wo sich in 80–300 m Wassertiefe ein äußerer Schelf entwickelt hat (EINSELE et al., 1977).

Der Inselfschelf der Kap Verde Inseln ist nur schwach ausgebildet. Die flache Schwelle zwischen Maio und Boa Vista bildet jedoch in diesem Bereich ein großes Areal für die Produktion und Herkunft von Flachwasserkarbonat.

### 2.2 Kontinentalhang

Der Kontinentalhang ist im Untersuchungsgebiet etwa 40–80 km breit und weist eine durchschnittliche Neigung von 1–3° auf. Nördlich und südlich von Kap Barbas wird er von zahlreichen submarinen Einschnitten oder Canyons zergliedert (RUST & WIENEKE, 1973; RONA, 1971; SEIBOLD & HINZ, 1974). Die größeren Formen wie der Cayar Canyon, der Nouakchott- und

der Tiouilit-Canyon schneiden bis in den Schelf ein, während die kleineren Formen nahe der äußeren Schelfkante enden bzw. auf dem Schelf mit jüngerem Sedimentmaterial verfüllt sind (EINSELE et al., 1977).

Vor Kap Bojador wird der Hang durch zahlreiche hangparallele Einschnitte gegliedert, die vermutlich durch Rutschungen entstanden sind (RUST & WIENEKE, 1973; HINZ et al., 1974). Diese Deutung wird dadurch gestützt, daß an der Position 12307–3 in 1070 m Wassertiefe pliozäne Sedimente an der Oberfläche angetroffen wurden (vgl. TOOMS et al., 1971).

Zwischen Kap Vert und Kap Timiris, besonders aber im Bereich der Senegal-Mündung, wird der Kontinentalhang von zahlreichen ausgedehnten Rutschmassen gegliedert (SEIBOLD, 1972; JACOBI, 1976). Eine Untersuchung der Abbruchkanten in 1000–2000 m Wassertiefe zeigte in den Abbruchnischen Böschungswinkel von 16–42° bei einer primären Hangneigung von 1–3° (SEIBOLD et al., 1975).

Die Natur kuppenartiger Aufwölbungen am oberen Hang vor Nouakchott (SEIBOLD, 1972) oder des mehr als 130 km weit vom Tiouilit-Canyon bis zur Banc d'Arguin am oberen Kontinentalhang verfolgbaren Hangwalles (SEIBOLD et al., 1975; SEIBOLD & HINZ, 1976) ist noch unklar. Ein Einfluß auf die Sedimentation und den Sedimenttransport am Hang ist aber deutlich erkennbar (BEIN & FÜTTERER, 1977).

Hang- und Fußregion der Kap Verde Inseln sind schmal und steil. Sie bilden im Untersuchungsgebiet einen morphologischen Sonderfall, der sich auch in allen Sedimentparametern widerspiegelt.

### 2.3 Kontinentalfuß

Die Fußregion des Kontinentalrandes ist in diesem Gebiet ungewöhnlich breit und wird in seinem südlichen Teil ganz wesentlich von der Struktur des NE-SW-streichenden Kap-Verde-Rückens geformt, der durch eine leichte Depression morphologisch vom eigentlichen afrikanischen Kontinentalfuß getrennt wird (SEIBOLD & HINZ, 1976). In weiteren Bereichen südlich Kap Timiris wird die Bodenmorphologie der Fußregion durch die Rutschmassen vom Kontinentalhang bestimmt. Eine weitere Gliederung erfolgt in diesem Bereich durch lokale Aufwölbungen, die vermutlich in Zusammenhang mit dem neogenen Vulkanismus des Kap-Verde-Gebietes zu sehen sind.

Von besonderer Bedeutung ist eine große, kuppenartige Aufwölbung bei 18° N/18° W, die sich mehr als 400 m über den umliegenden Meeresboden erhebt und einen Gipfeldurchmesser von mehr als 10 km aufweist. Wegen ihrer speziellen Situation als isolierte Kuppe im Kontinentalfuß ist kaum mit einer Beeinflussung durch bodennahen Sedimenttransport zu rechnen, so daß hier mit der Position 89 eine Möglichkeit zur Abschätzung der rein pelagischen Sedimentakkumulation zur Verfügung steht (vgl. KOOPMANN, 1979).

## 2.4 Hydrographie

Das oberflächennahe Stromsystem zwischen den Kanarischen Inseln und den Kap Verde Inseln wird ganz von dem südwärts strömenden Kanarenstrom beherrscht, dem ein polwärts fließender Unterstrom zugeordnet ist. Der Kanarenstrom trifft vor Kap Blanc auf einen nordwärts fließenden Gegenstrom und löst sich von der Küste ab (SHAFFER, 1976); dabei entsteht ein jahreszeitlich schwankender, großer zyklonischer Wirbel. Südlich Kap Blanc herrscht somit ein leicht verändertes Stromsystem (vgl. McMASTER & LACHANCE, 1969). Zeitlich stark modifiziert wird dieses allgemeine Stromsystem besonders auf dem Schelf durch lokal und jahreszeitlich schwankenden Auftrieb von kaltem, nährstoffreichem Tiefenwasser südlich und nährstoffarmem Tiefenwasser nördlich  $22^\circ$  N (TOMCZAK, 1970; MITTELSTAEDT, 1972, 1974; MITTELSTAEDT & KOLTERMANN, 1973; WEICHART, 1970, 1974; SHAFFER, 1976). Beide Systeme, Kanarenstrom und Auftrieb, stehen in ursächlichem Zusammenhang mit den konstant aus N bis NNE wehenden Passatwinden.

Eine weitere Komplizierung des Systems erfolgt auf dem gesamten Schelf und besonders in geringeren Wassertiefen durch wellen-induzierte Strömungen, durch Gezeitenströmungen und von ihnen induzierten internen Wellen, die besonders am oberen Kontinentalhang auch sedimentologisch wirksam werden können (FAHRBACH & MEINCKE, 1978).

Kontinuierliche Messungen bodennaher Strömungen liegen nicht vor, doch zeigen sedimentologische Untersuchungen auf dem Schelf ein gleichzeitiges Nebeneinander von NE-SW und SW-NE streichenden Strömungs- und Transportrichtungen an (NEWTON et al., 1973).

Die in der Literatur angegebenen Stromgeschwindigkeiten (50 cm/sec. U. S. Naval Oceanogr. Office, 1965; 5–70 cm/sec. MITTELSTAEDT, 1972) sind für die Beurteilung von Sedimenttransport usw. nur begrenzt aussagekräftig, da sie nicht die unmittelbaren Strömungsgeschwindigkeiten am Grund angeben. Insgesamt ist jedoch davon auszugehen, daß die Strömungsgeschwindigkeiten auf dem Schelf, eventuell in Verbindung mit Wellenwirkung, kurzzeitig und lokal groß genug sind, um feine Sand- und Siltkorngrößen umzulagern und bis über die Schelfkante hinaus auf den oberen Kontinentalhang zu transportieren (vgl. EINSELE et al., 1977).

## 2.5 Klima und Wind

Das Landklima im Untersuchungsgebiet wird geprägt durch die vollaride Wüstenzone der Sahara, die im Bereich zwischen  $27^\circ$  N und  $17^\circ$  N direkt an den Atlantik stößt (Abb. 1). Nur der südliche Bereich des Untersuchungsgebietes, das Gebiet der Senegalmündung bis Kap Vert, weist ein semi-arides bis -humides Klima mit Sommerregen auf (GRIFFITHS, 1972), die auf dem Kontinent ein Savannenklimate bewirken; dabei

muß beachtet werden, daß der Senegalfluß aus dem subtropisch-humiden Bergland von Guinea gespeist wird.

Bedingt durch die geringen Niederschläge gibt es heute nördlich vom Senegal keinen fluviatilen Sedimenttransport in den Atlantik. Nördlich von Kap Bojador vorhandene Trockentäler sind häufig von Dünenzügen abgeriegelt (SUMMERHAYES et al., 1976), wodurch ihre derzeitige Inaktivität deutlich wird.

Die Windverhältnisse werden bestimmt vom NE-Passat, der im Küstenbereich konstant aus N bis NNE weht und erst weiter über See mehr auf NE-SW-Richtung dreht. An der Küste erfolgt in der Regel unter dem Einfluß des See-/Land-Wind-Systems im Laufe des Tages eine Drehung des Windes auf auflandig wehende NW-Winde. Südlich von  $17^\circ$  N treten in den Monaten Juni-August auch südliche (Monsun)Winde auf.

Mit den ablandigen Winden werden zeitweise, besonders in den höheren Luftstockwerken des Harmattan Windes, große Mengen Staub aus der Sahara bis weit auf den Atlantik hinausgeführt (CARLSON & PROSPERO, 1977; PROSPERO et al., 1970, 1972, 1979), die gravitativ gesondert über See ausfallen. Bei diesen Staubfällen kann die Sicht bis auf wenige hundert Meter zurückgehen. Stärkere Staubfälle über See kommen normalerweise im Sommer (Mai–September) und im Winter (Dezember–März) vor (Deutsches Hydrographisches Institut, 1960). Schon DARWIN (1846) wies auf die Bedeutung der Staubfälle für die Sedimentation in diesem Seegebiet hin. Eine ausführliche Bearbeitung des Saharastaubes in den Sedimenten des subtropischen NE-Atlantiks findet sich bei KOOPMANN (1979).

## 3. Material und Methoden

Die 39 Oberflächenproben, die dieser Untersuchung zu Grunde liegen (Abb. 1 und Tabelle 1) wurden auf der „Meteor“-Fahrt 25/1971 und auf der „Valdivia“-Fahrt 10–3/1975 mit einem Kastengreifer bzw. einem Backengreifer entnommen. Die Probenpositionen sind als „Standardprofile“ küstennormal vom Schelf über den Hang zum Kontinentalfuß hin angeordnet und werden durch einige Proben von Tiefseestationen ergänzt.

Als Oberflächenproben wurden jeweils die obersten 2–10 cm Sediment entnommen und weiterverarbeitet. Das entspricht etwa einem Sedimentationszeitraum von 1000–2000 Jahren.

Einen Überblick zur Aufbereitung der Proben und zum Ablauf der quantitativen Komponentenanalyse mit dem Raster-Elektronenmikroskop zeigt Abb. 2; ausführliche Angaben finden sich bei FÜTTERER (1977).

Der Karbonatgehalt der Fraktionen wurde durch infrarotspektroskopische Bestimmung des durch HCl freigesetzten  $\text{CO}_2$  bestimmt und als  $\text{CaCO}_3$  berechnet

Tabelle 1. Positionen und Wassertiefen der Proben-Stationen.

Table 1.

Locations and water depths of samples examined.

	Station	Breite °N ' "	Länge °W ' "	Wassertiefe m
Profil				
Kap Bojador	12301-4	27-03,0	15-03,1	2906
	12303-3	26-11,8	14-47,6	151
	12305-2	26-17,1	14-51,3	501
	12306-2	26-19,6	14-55,7	741
	12307-3	26-24,3	14-57,7	1070
	12308-2	26-38,7	15-03,2	2090
	12309-1	26-50,3	15-06,6	2849
Profil	12310-1	23-29,9	18-43,0	3075
Kap Barbas	12324-1	22-54,9	17-13,3	514
	12325-2	22-59,4	17-19,7	768
	12326-2	23-01,1	17-24,6	1024
	12327-2	23-07,9	17-44,1	2032
	12391-2	22-44,3	16-39,0	45
Profil	12328-2	21-08,7	18-34,4	2822
Kap Verde Rücken	12329-2	19-22,0	19-55,8	3314
	12330-2	16-46,1	22-01,0	3488
	12331-3	16-32,9	21-58,3	3568
	12332-2	16-11,6	22-20,7	1948
Profil	12336-1	16-14,3	20-25,5	3645
Senegal	12337-4	15-58,4	18-07,1	3085
	12346-1	15-34,2	17-32,7	1517
	12351-1	16-00,0	16-43,5	68
Profil	13255-2	17-51,3	17-10,4	2059
Nouakchott	13256-1	17-52,4	16-47,5	995
	13268-1	17-52,1	16-33,2	302
	13269-1	17-52,1	16-37,4	500
	13271-1	17-51,5	16-43,9	708
	13272-1	17-51,8	16-44,8	755
Profil	13273-1	18-46,3	16-53,2	744
Kap Timiris	13274-1	18-44,8	16-50,1	556
	13275-1	18-44,8	16-49,7	574
	13279-3	18-44,8	16-49,8	470
	13280-1	18-43,7	16-57,8	1029
	13281-2	18-48,3	16-50,8	580
	13282-1	18-50,6	16-46,4	292
	13283-2	18-52,6	16-44,1	201
	13284-1	18-54,2	16-42,0	148
	13285-1	18-54,9	16-39,7	100
	13289-1	18-04,4	18-00,6	2485

Teilweise wurde der säurelösliche Anteil unter Verwendung von 20%iger Essigsäure bestimmt. Vergleichende Untersuchungen beider Methoden ergaben

Abweichungen bis 4 %, in der Regel jedoch weniger als 2 %. Die Gesamtkarbonatwerte wurden weitgehend aus LANGE (1975) übernommen.

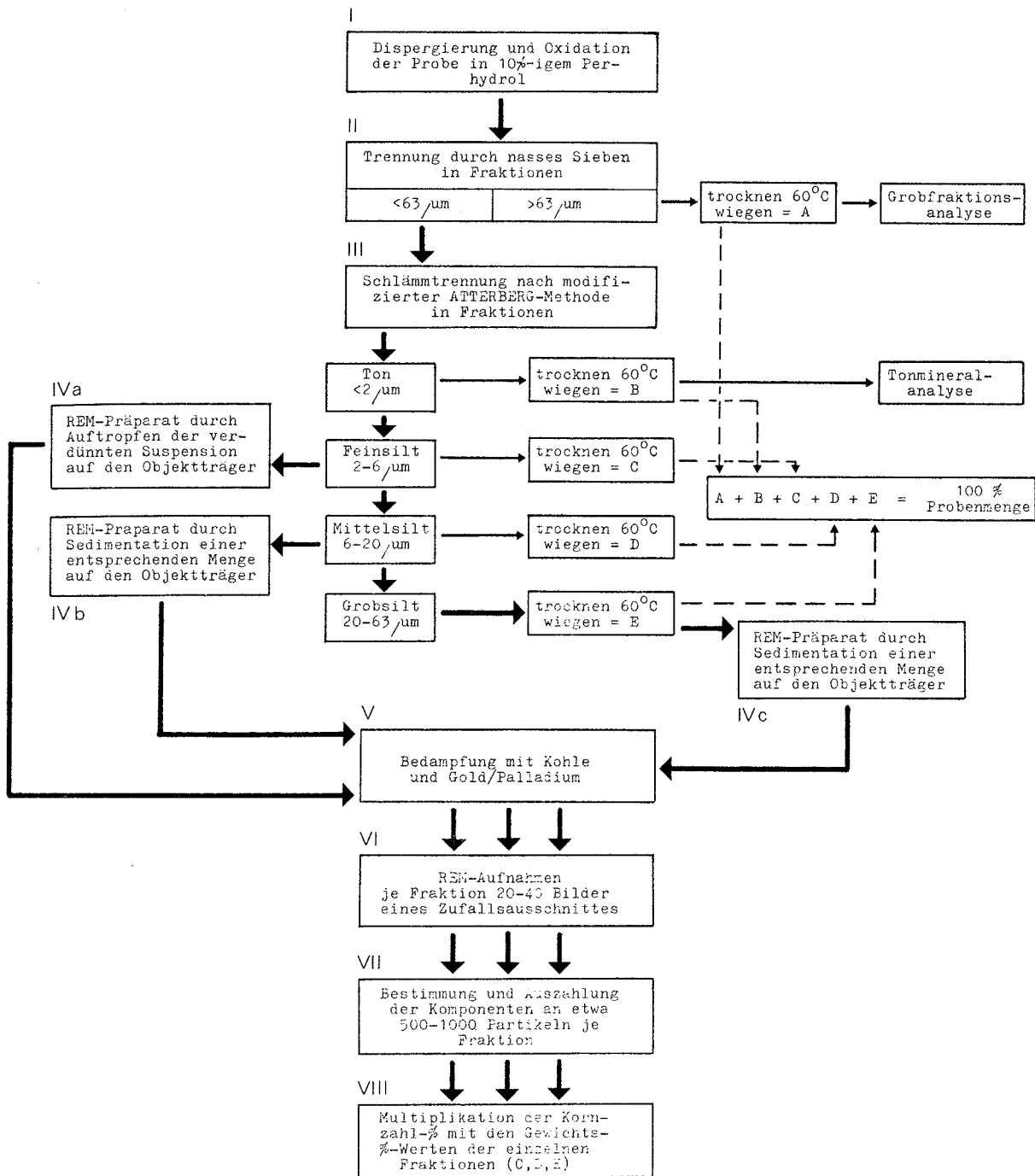


Abb. 2. Schema der quantitativen Komponentenanalyse mit Hilfe des Raster-Elektronenmikroskops.

Fig. 2. Laboratory techniques applied to samples during quantitative component analysis using a scanning electron microscope.

#### 4. Korngrößenverteilung

Eingehende Beschreibungen der Korngrößenverteilung der Sedimente auf dem NW-afrikanischen Schelf und oberen Kontinentalhang finden sich bei SUMMERHAYES et al. (1976), LANGE (1975) und BEIN & FÜTTERER (1977). Hier sollen deshalb nur die wesentlichen übergeordneten Züge (Abb. 3) sowie die Situation in

den untersuchten Proben-Profilen kurz dargestellt werden (Abb. 4–9).

Die Schelfsedimente sind allgemein feinkornarm. Abweichend — mit extrem hohen Silt/Ton-Anteilen, die sonst die Sedimente vom Kontinentalhang bzw. -fuß charakterisieren — verhalten sich bezeichnenderweise die Sedimente vor dem Senegal-Delta, wie sie durch die Probe 51 (Abb. 3) dokumentiert sind. Insgesamt

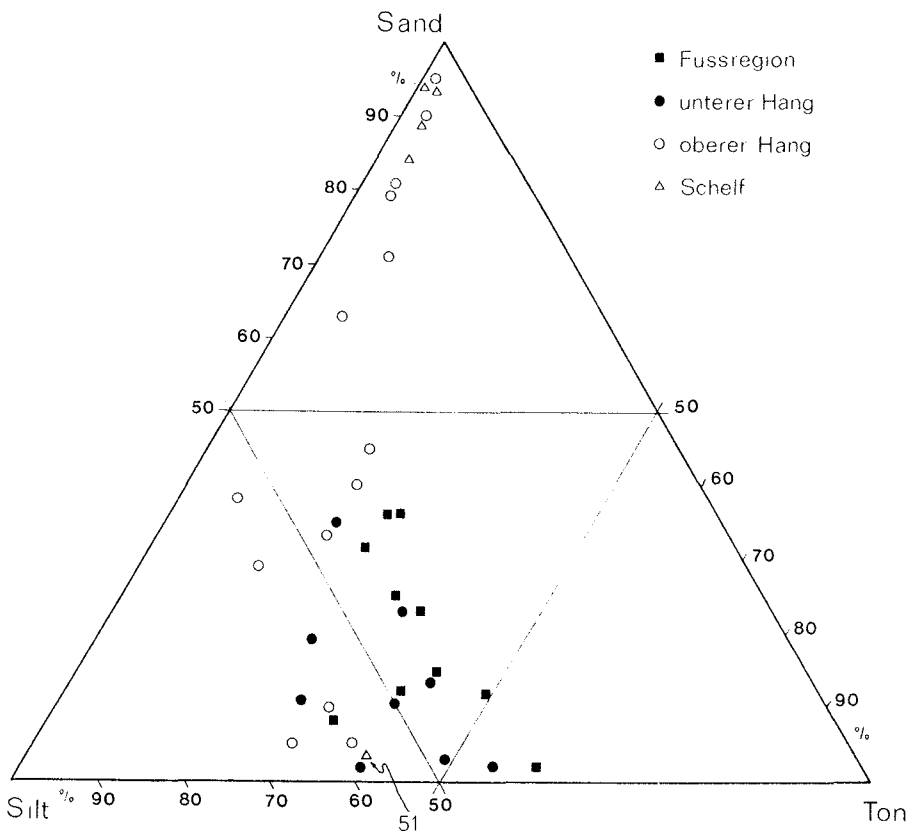


Abb. 3. Sand-Silt-Ton-Verteilung der Oberflächensedimente als Funktion ihrer Tiefenlage am NW-afrikanischen Kontinentalrand.

Fig. 3. Sand-silt-clay distribution of surface sediments in relation to water depth on the NW-African continental margin.

samt zeigen die Schelfsedimente jedoch ein relativ kleinräumiges Verteilungsmuster (vgl. LANGE, 1975).

Am oberen Kontinentalhang streut die Zusammensetzung der Korngrößen in weiten Bereichen. Sie spiegeln deutlich den Übergang von den sandkornreichen Schelfsedimenten zu den feinkornreichen Sedimenten des unteren Hanges und der Fußregion wider. Auffällig ist der hohe Silt/Ton-Anteil am oberen Kontinentalhang in den Profilen Nouakchott und Kap Timiris (Abb. 3).

Weiter fällt der große Streubereich der Korngrößen in den Sedimenten vom Kontinentalfuß auf. Dies ist hauptsächlich ein Effekt der unterschiedlichen Beimengung von biogenem, im wesentlichen autochthonem Sandmaterial, d. h. der Beimengung von planktonischen Foraminiferen.

Weitere Zusammenhänge lassen die Histogrammdarstellungen der einzelnen Proben-Profile erkennen (Abb. 4—9), die von Norden nach Süden kurz charakterisiert werden sollen. Die nur relativ grob unterteilten Histogramme lassen dabei naturgemäß nur eine recht rohe Gliederung zu.

#### Profil Kap Bojador (Abb. 4)

Die Sedimente dieses nördlichsten Profils weisen auf dem Schelf und dem oberen Kontinentalhang sehr hohe Sandkornanteile auf, denen nur wenig Silt und

Ton beigemischt sind. Mit zunehmender Tiefe werden auf dem unteren Hang Silt und Ton in charakteristischer Weise dominant; es bildet sich ein sehr markantes Grobsilt-Maximum heraus, dem ein nur wenig schwächer ausgebildetes Feinsilt/Ton-Maximum beigeordnet ist.

Die Probe 07 zeigt ein ungewöhnliches Minimum in der Sandfraktion und ein entsprechendes Maximum in der Tonfraktion, die beide der allgemeinen Entwicklung am NW-afrikanischen Kontinentalhang entgegenlaufen. In dieser Position wurde am oberen Kontinentalhang pliozänes Sediment an der Oberfläche angetroffen, das auch in seinen Sedimentparametern wesentlich von den rezenten Verhältnissen abweicht. Dies wird ebenfalls in der Komponentenanalyse deutlich, die a) ein massives Überwiegen planktonischer Komponenten und nur sehr geringe Benthosanteile, b) eine relativ geringe Vermischung mit rezenten Komponenten ergab (Abb. 11). Diese Befunde deuten auf eine vermutlich autochthone Lagerung der pliozänen Sedimente sowie auf einen relativ jungen Abrutschvorgang der jüngeren Überlagerung hin.

#### Profil Kap Barbas (Abb. 5)

Auf dem Schelf und auf dem obersten Hang zeigen sich hier die gleichen Verhältnisse wie vor Kap Bojador. Auf dem tieferen oberen Hang (Proben 25 und



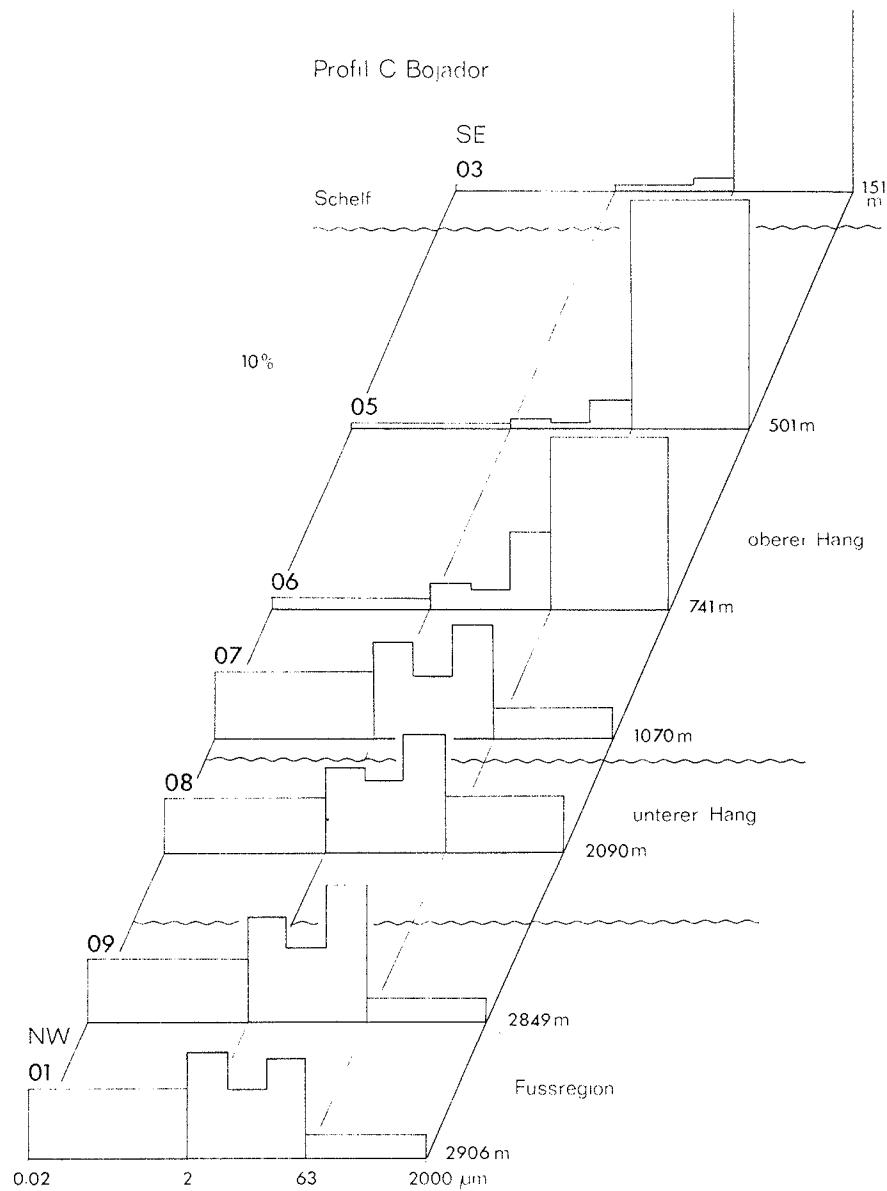


Abb. 4. Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente im Profil Kap Bojador. Siltkorngrößen sind durch Grauraster betont.

Fig. 4. Grain size distribution of surface sediments off Cape Bojador.

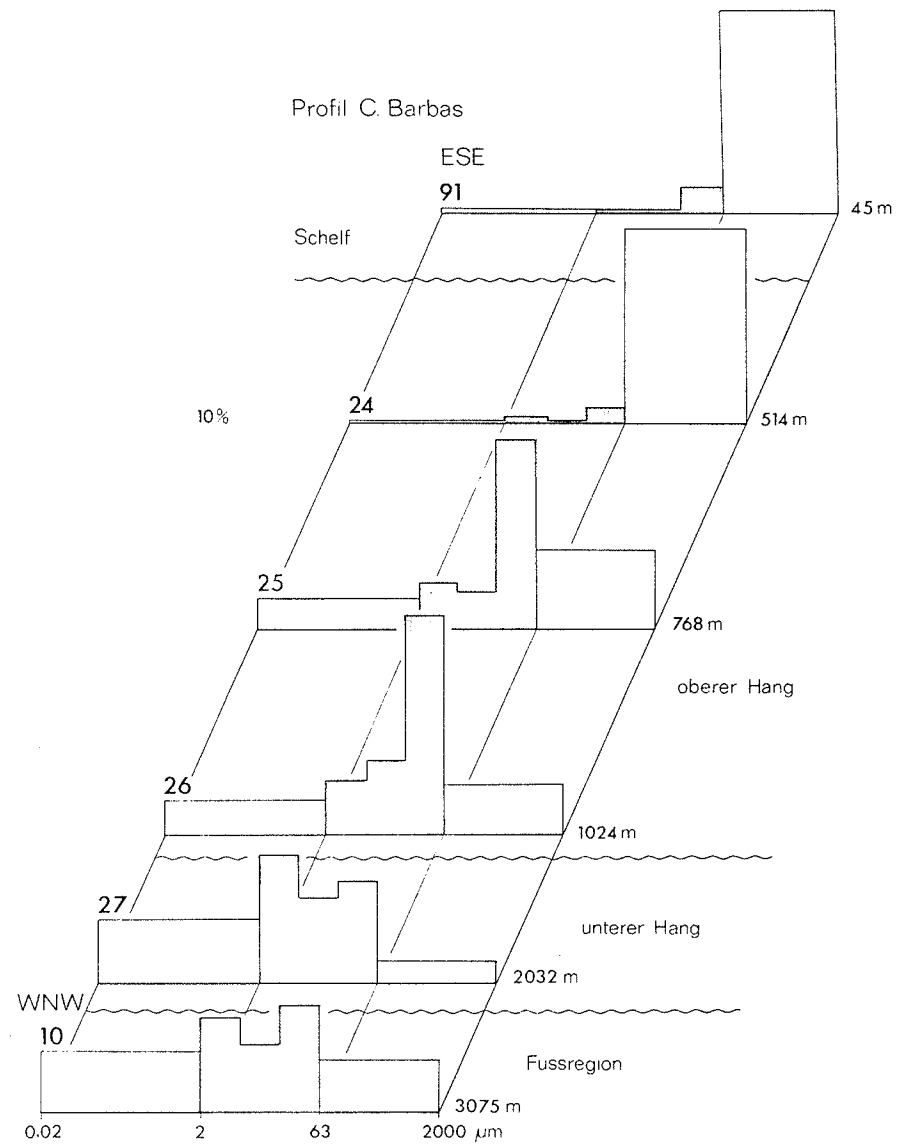


Abb. 5. Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente im Profil Kap Barbas.

Fig. 5. Grain size distribution of surface sediments off Cape Barbas.

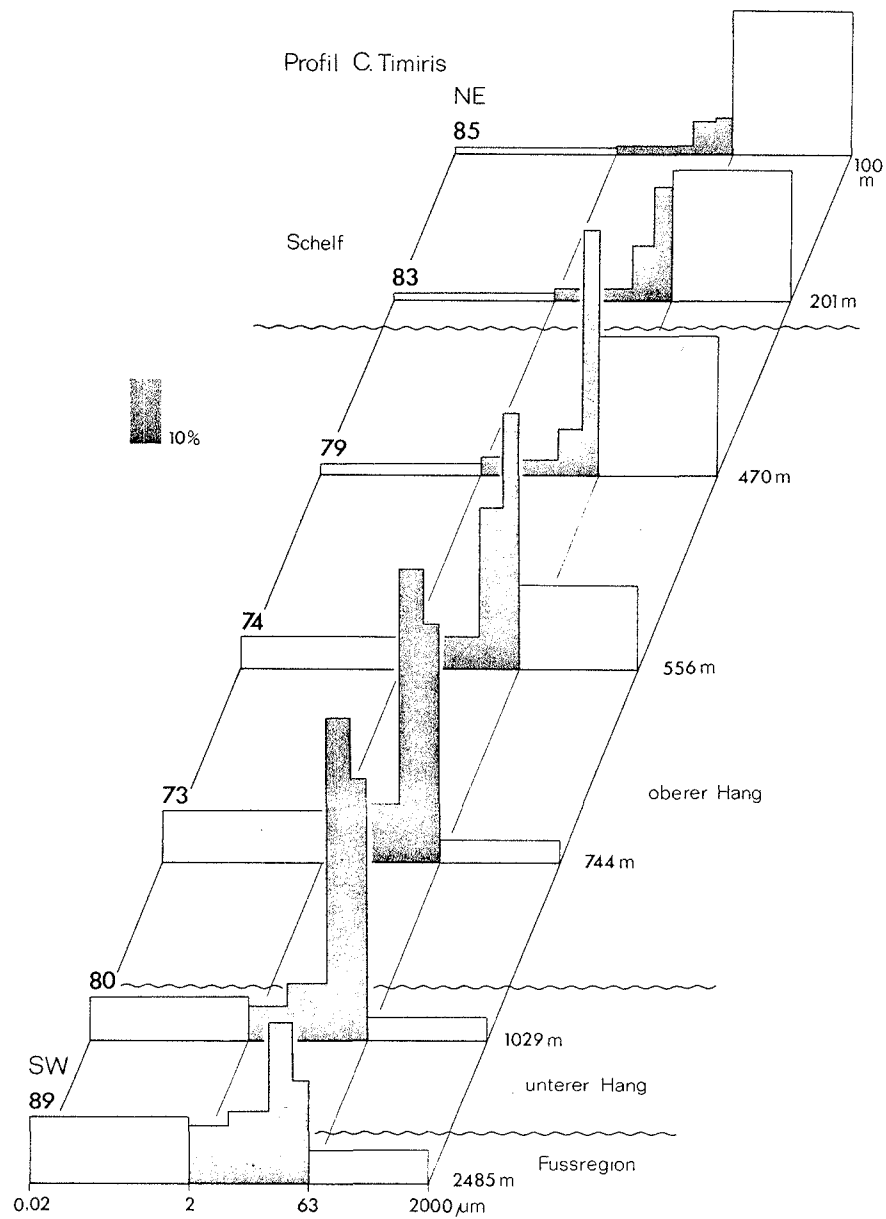


Abb. 6. Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente im Profil Kap Timiris.

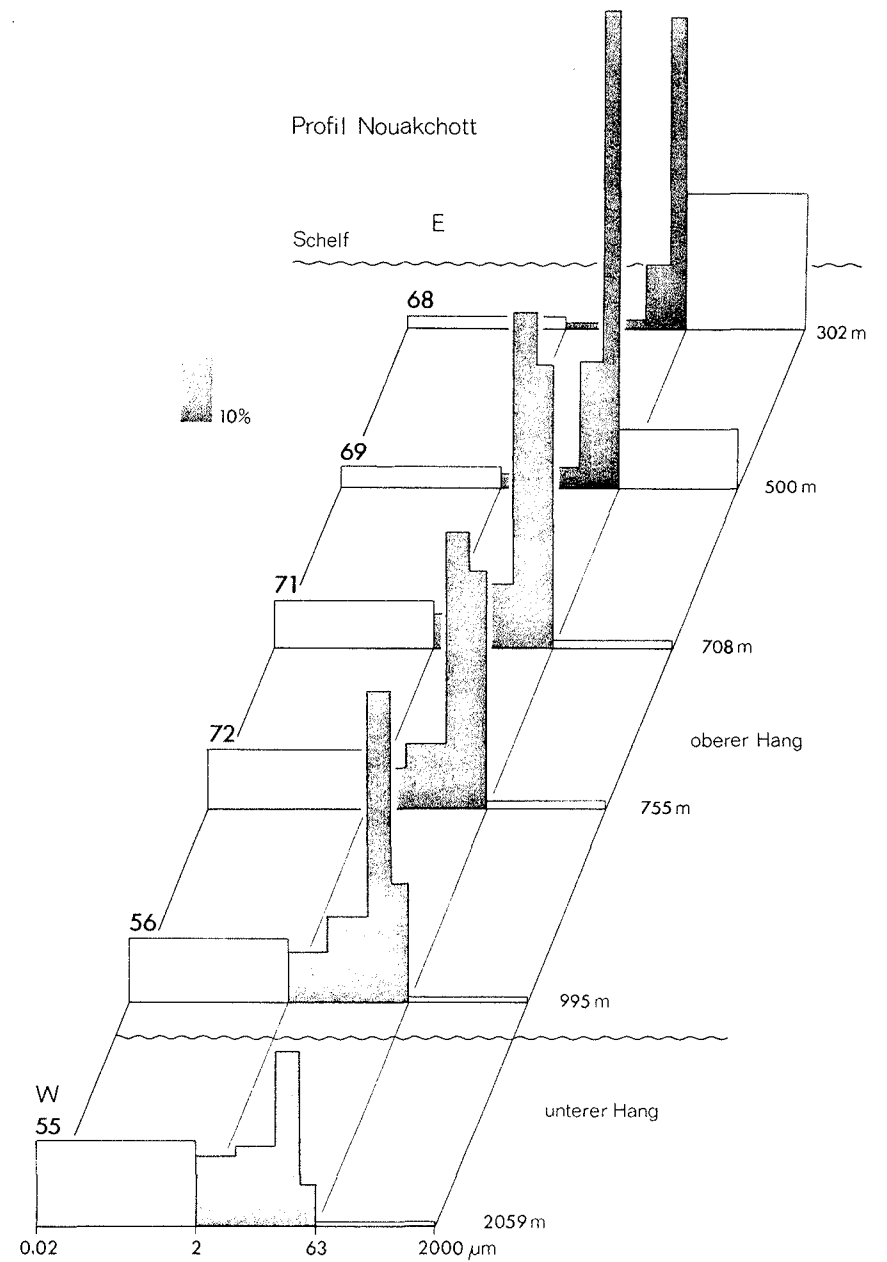


Abb. 7. Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente auf dem Kontinentalrand vor Nouakchott.

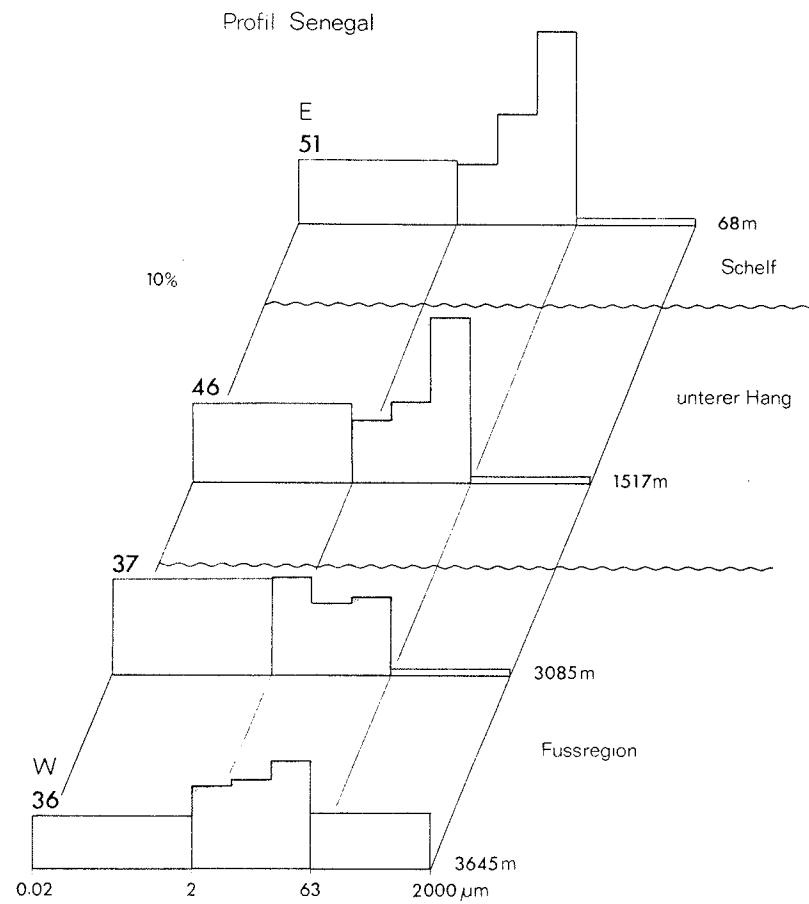


Abb. 8. Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente vor dem Senegal Delta.  
 Fig. 8. Grain size distribution of surface sediments off Senegal river.

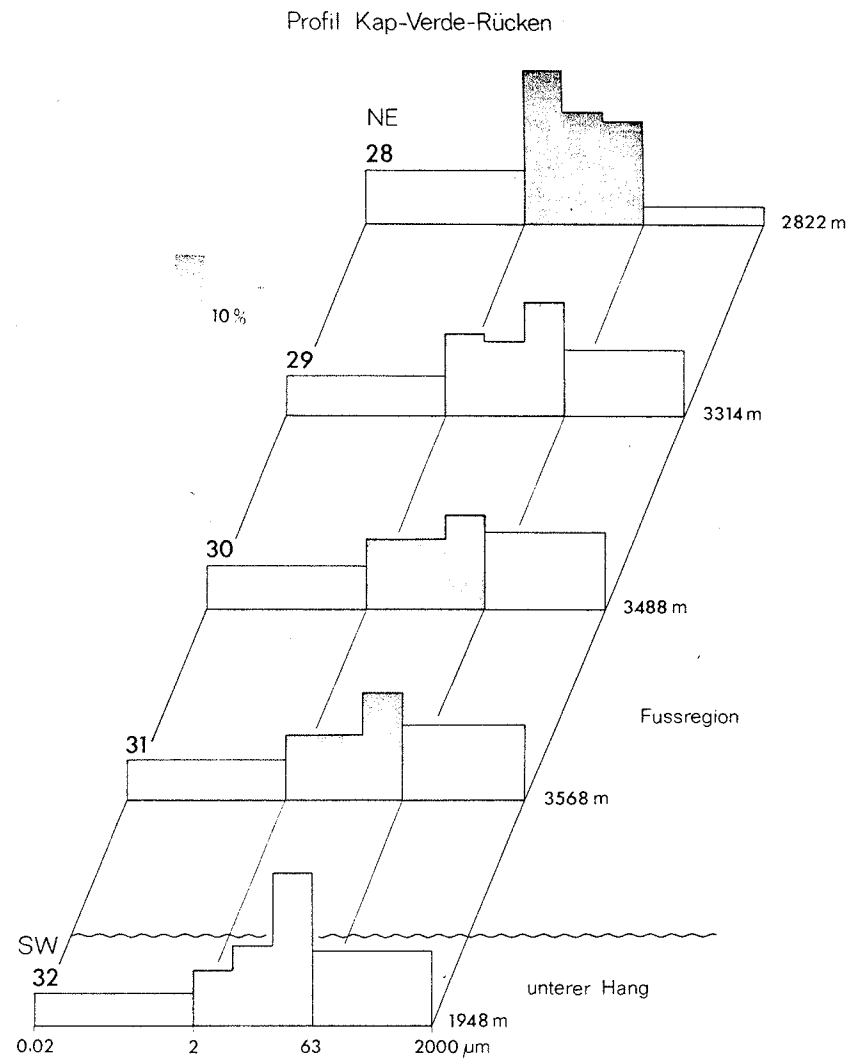


Abb. 9. Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente im Bereich des Kap Verde Rücken.  
 Fig. 9. Grain size distribution of surface sediments on the Cape Verde Rise.

26) bildet sich ein extremes Grobsilt-Maximum heraus, das das Feinsilt/Ton-Maximum weitgehend verdeckt. Erst die Sedimente vom unteren Hang und der Fußregion weisen dann wieder die übliche, im wesentlichen zweigipfelige Verteilung auf.

In diesem Profil wird der Einfluß der lückenhaften Probennahme am tieferen Kontinentalhang besonders deutlich. Als Resultat erscheint zwischen den Proben 26 in 1024 m und 27 in 2032 m Wassertiefe eine sprunghafte Veränderung in der Kornverteilung, die bei höherer Probendichte sicher einen kontinuierlichen Übergang zeigen würde

#### Profil Kap Timiris (Abb. 6)

Auffällig ist hier, daß schon die Schelfproben einen deutlichen, im Grobsilt konzentrierten Siltanteil aufweisen. Auf dem Hang dominiert die Grobsilt-Fraktion dann in den ganzen Kornkurven.

Die weitere Aufteilung des Grobsilts in die Fraktionen 20–40 µm und 40–63 µm läßt erkennen, daß über dem oberen Hang mit zunehmender Wassertiefe die innere Verteilung des Grobsilts zum feineren Ende hin verschoben wird. Auch auf dem Kontinentalfuß (Probe 89) bleibt das extreme Grobsilt-Maximum, wenn auch in abgeschwächter Form, erhalten. Das Feinsilt-Maximum ist jedoch nicht mehr so deutlich, oder sogar zum Ton hin verschoben.

#### Profil Nouakchott (Abb. 7)

Dieses Profil zeigt eine ganz ähnliche Konfiguration wie das von Kap Timiris. Die wesentlichen Unterschiede sind die raschere Abnahme der Sandfraktion mit zunehmender Tiefe; das Grobsilt-Maximum ist noch betonter; der Tonanteil am unteren Hang ist annähernd doppelt so hoch wie vor Kap Timiris.

#### Profil Senegal (Abb. 8)

Schon in der relativ groben Darstellung des Sand-Silt-Ton-Diagramms (Abb. 3) fällt auf, daß die Korngrößen dieser Proben (51, 46, 37) fast ganz auf der Silt-Ton-Seite konzentriert sind. Auffällig ist weiter, neben dem fast völligen Fehlen der Sandfraktion, der hohe Siltanteil mit deutlichem Maximum im Grobsilt. Mit zunehmender Wassertiefe erfolgt bis zum Kontinentalfuß eine Abnahme der Siltmenge parallel mit einer Verschiebung des Maximums zum Feinsilt. Entsprechend deutlich ist auch die Zunahme des Tonanteils mit zunehmender Wassertiefe.

Die Position 36 auf dieser Profillinie, die wie die Position 37 auf dem Kontinentalfuß liegt, zeigt einen ganz abweichenden Aufbau der Kornverteilung und ist viel eher den Sedimenten vom Kap-Verde-Rücken zuzuordnen (vgl. Proben 30 und 31 in Abb. 9).

#### Profil Kap-Verde-Rücken (Abb. 9)

Dieses Proben-Profil verläuft etwa senkrecht zu den übrigen Profilen, d. h. in NE-SW-Richtung vom Kontinentalfuß vor Kap Blanc über den Kap-Verde-Rück-

ken bis auf den Inselhang der Kap Verde Inseln. Im südlichen Bereich ist ein deutliches Grobsilt-Maximum ausgeprägt, das bei Probe 32 im wesentlichen von Flachwasserkarbonat gebildet wird. Dieses Maximum wird nach Norden hin kleiner und besteht zunehmend aus Planktonkomponenten (Abb. 16); über eine Zweigipfeligkeit bildet sich ein dominierendes, stark durch terrigenen Detritus geprägtes Feinsilt-Maximum (Probe 28) heraus. Auf der ganzen Profillinie, außer auf Position 28, übertrifft der Sandkornanteil (im wesentlichen biogen) den Tonanteil deutlich.

Die Siltfraktion zeigt fast durchweg eine doppelgipfelige Verteilung (Abb. 4–9). Südlich 19° N dominiert Grobsilt auf dem Hang und dem Kontinentalfuß; nördlich zeigen Grobsilt- und Feinsilt-Maximum etwa gleiche Anteile. Im nördlichen Profil vor Kap Bojador reichen diese Verhältnisse bis auf den oberen Kontinentalhang hinauf (Abb. 4).

Der Gesamtanteil der Siltfraktion liegt bei den meisten Proben um 50 %, d. h. zwischen 35–65 % mit stark wechselnden Ton- bzw. Sandanteilen (Abb. 3), die von der Wassertiefe weitgehend unabhängig sind.

Ein sehr übersichtliches Bild ergibt sich, wenn der Siltanteil der Sedimente nach Proben-Profilen zusammengefaßt, über der Wassertiefe aufgetragen wird (Abb. 10). Deutlich wird die starke Zunahme des Silts mit zunehmender Wassertiefe vom Schelf zum oberen Hang; dort werden die insgesamt höchsten Werte erreicht (50–65 %). Über den unteren Hang bis zum Kontinentalfuß erfolgt eine kontinuierliche Abnahme auf Werte zwischen 35–50 %.

Auffällig ist weiter, daß sich von Norden nach Süden die starke Zunahme des Siltanteils im Bereich Schelf–Kontinentalhang in immer geringere Wassertiefen verlagert und der Gradient zunehmend versteilt wird. Der etwas unregelmäßige Verlauf in den Profilen Kap Timiris und Nouakchott beruht auf morphologischen Differenzierungen im Profil des oberen Kontinentalhanges, die auf die Sedimentverteilung direkt einwirken (BEIN & FÜTTERER, 1977).

In der Profillinie vor dem Senegaldelta äußert sich der fluviatile Einfluß in den hohen Siltanteilen der Prodeltasedimente auf dem Schelf. In weiterer Küstentfernung unterliegen diese Sedimente jedoch den gleichen Einflüssen wie die Sedimente der nördlichen Profile, so daß bei entsprechender Verfügbarkeit aller Komponenten sie in ihrer Kornverteilung diesen weitgehend ähnlich werden.

## 5. Zusammensetzung der Siltfraktion

Bei der Diskussion der Häufigkeit der einzelnen Siltkomponenten muß im folgenden immer berücksichtigt werden, daß der Silt nur ein Teil des Gesamtsediments ist. Die angegebenen Mengen stellen also immer nur relative Mengen des Gesamtsediments dar, die ohne Berücksichtigung der Häufigkeitsverteilung des

80

70

60

50

40

30

20

10

Ab

Ab

Ge

we

che

sta

5.1

Gr

Se

H:

un

ter

füg

Fr:

1.

2.

3.

ner

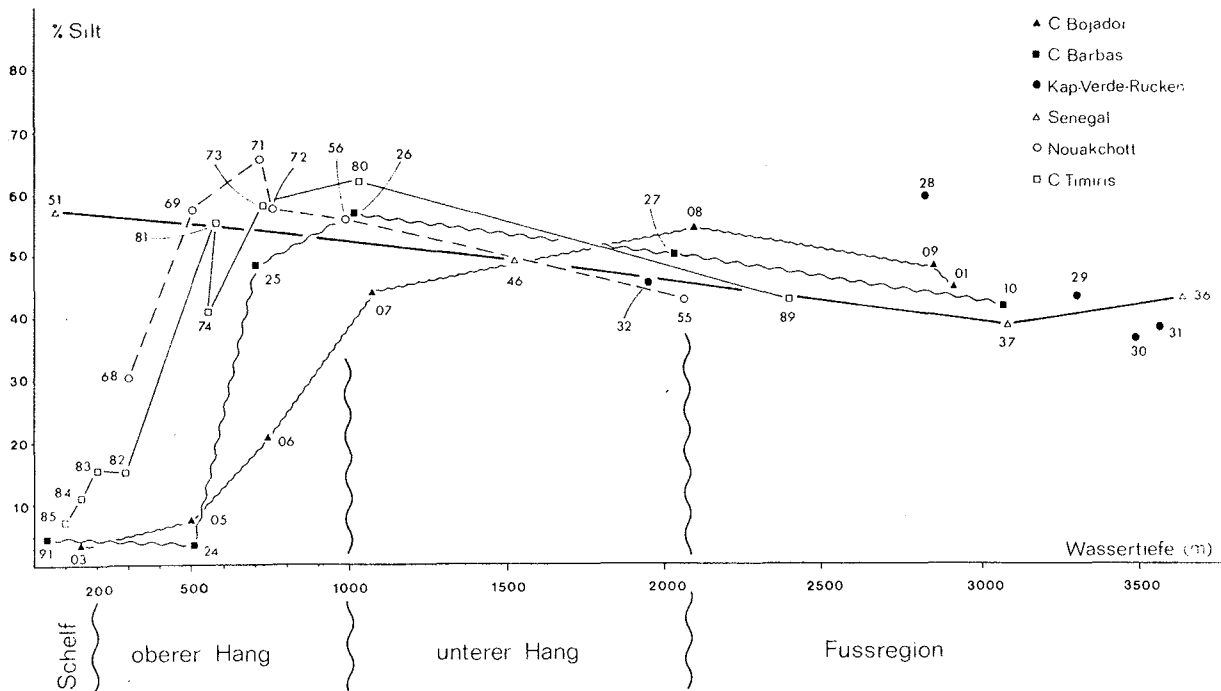


Abb. 10. Anteil der Siltfraktion am Gesamtsediment in Abhängigkeit von der Wassertiefe.

Fig. 10. Silt fraction as percentage of total sediment in relation to water depth.

Gesamtsediments nicht als absolute Werte benutzt werden dürfen. Die Mißachtung dieser an sich einfachen Zusammenhänge führt immer wieder zu Mißverständnissen.

### 5.1 Herkunft der Komponenten

Grundsätzlich läßt sich die Vielfalt der möglichen Sedimentkomponenten nach ihrer Herkunft auf zwei Hauptgruppen reduzieren, auf einen autochthonen und auf einen allochthonen Anteil. Beide Komponentengruppen sind voneinander völlig unabhängig verfügbar und lassen sich je nach Notwendigkeit oder Fragestellung weiter untergliedern.

Autochthone Bildungen sind:

1. Mineralneubildungen als Ausdruck frühdiagenetischer Vorgänge im Sediment. Sie treten in rezenten Sedimenten in der Regel nur in quantitativ untergeordneten Anteilen auf.
2. Partikel von hartteil-produzierenden, benthonischen Organismen. Sie sind vor allem von den gegebenen lokalen ökologischen Verhältnissen abhängig, die unter Umständen stark vom Sediment beeinflußt sind, so daß oft eine direkte Rückkopplung mit dem Substrat besteht.
3. Partikel hartteil-produzierender planktonischer Organismen. Diese Gruppe ist vom Sediment unabhängig und folgt im wesentlichen nur großräumigen ökologisch-klimatischen Veränderungen in der Wassersäule.

Das Spektrum der autochthonen biogenen Komponenten im Silt ist nur davon abhängig, in welchem

Kornbereich Partikel produziert werden. Produktion bedeutet hier einmal primäre Bildung von Skeletteilchen in Silt-Größen und weiter die Zufuhr von Partikeln, die durch die Fragmentierung größerer Organismen entstehen. Da aber der Großteil der marinen Organismen nur in bestimmten Korngrößen-Bereichen primär Hartteile produziert und auch die Korngrößen, die bei der Fragmentierung entstehen, weitgehend durch den Skelettbau vorgegeben sind, sollten sich diese ursprünglichen Unterschiede letztlich auch in den Kornverteilungen der Fraktionen widerspiegeln.

Die allochthonen Komponenten sind im wesentlichen terrigen-klastischer Natur, doch kann gelegentlich auch eine pyroklastische Komponente auftreten. Nach der Art des Transportmechanismus werden häufig mehrere Bildungsmöglichkeiten unterschieden. Es gibt jedoch bisher keine Möglichkeit — aufgrund von REM-Untersuchungen — an Siltpartikeln die allochthonen Komponenten nach ihrem Transportmechanismus definitiv zu trennen.

Außerdem können die allochthonen Komponenten aufgearbeitetes autochthones Biogenmaterial in beliebiger Menge enthalten. Aufgrund der Partikel-Morphologie ist auch bei diesen eine quantitative Erkennung des allochthonen Charakters in der Regel nicht möglich. Dies gelingt nur bei einigen speziellen Biogenkomponenten, wenn eine Umlagerung in einen stark abweichenden Faziesraum erfolgt ist (Ascidien-Sklerite, Cliona-Späne, Süßwasser-Diatomeen, Phytolithe, Rotalgen) oder wenn deren Fossilcharakter noch erkennbar ist (Coccolithen).

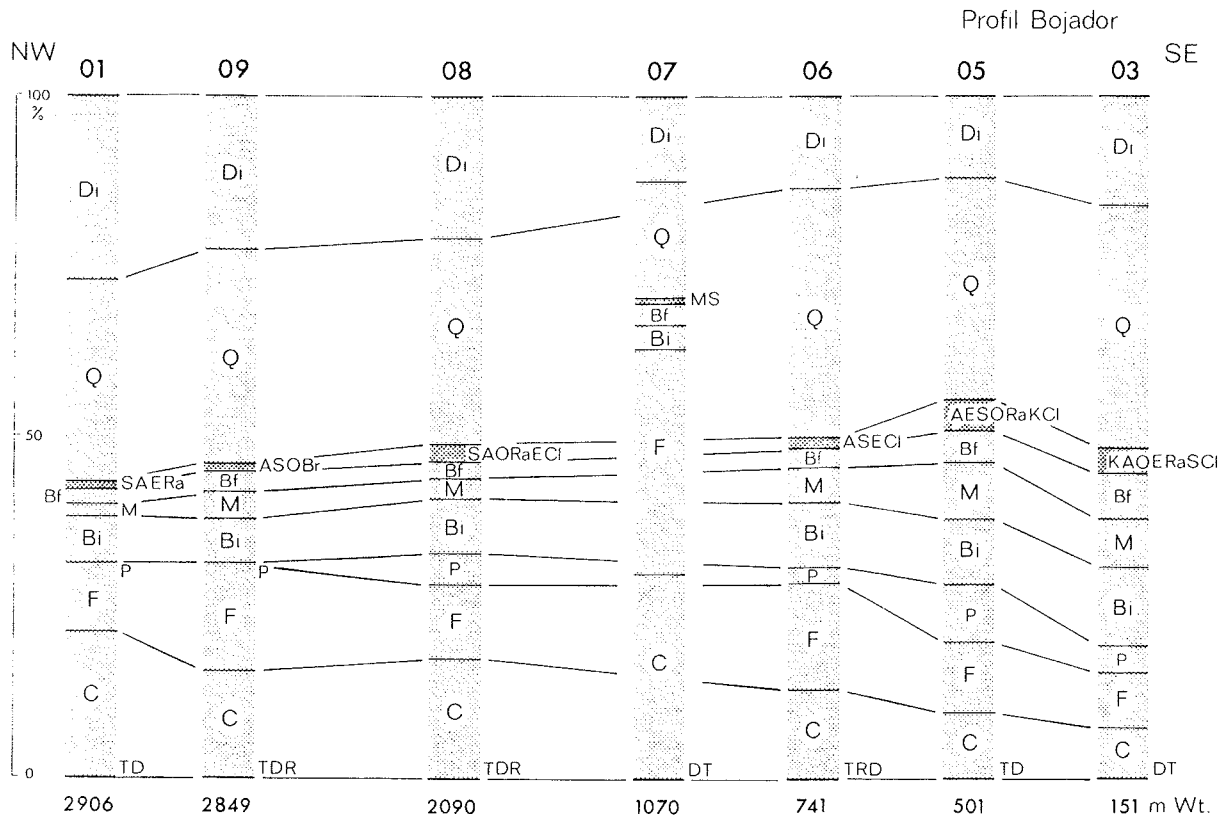


Abb. 11. Komponentenverteilung der Siltfraktion im Profil Kap Bojador. Untergeordnete benthonische Komponenten sind zusammengefaßt und in der Reihenfolge ihrer relativen Häufigkeit aufgeführt. Untergeordnete planktonische Komponenten sind mit den Hauptkomponenten zusammengefaßt und durch randliche Indices gekennzeichnet.  
**Terrigen-detritische Komponenten:** Di = unbestimmbarer Detritus; Q = Quarz.  
**Benthonische Biogenkomponenten:** Bf = Foraminiferen; M = Mollusken; S = Kieselschwämme; E = Echinodermen; O = Ostracoden; Br = Bryozoen; K = Oktokorallen; Ra = Rotalgen; A = Ascidien; Cl = Cliona-Späne; Bi = „Biogen indet.“, d. h. nicht näher bestimmbare Biogenpartikel; enthält sowohl benthonische als auch planktonische Anteile.  
**Planktonische Biogenkomponenten:** F = Foraminiferen; P = Pteropoden/Heteropoden; C = Coccolithen; T = Thoracosphaeren; R = Radiolarien; D = Diatomeen.

Fig. 11. Component composition of the silt fraction off Cape Bojador. Minor benthic components are combined and listed in order of their relative frequencies. Minor planktonic components are included among the main components and marked by marginal symbols.  
**Detrital terrigenous components:** Di = indeterminate detritus; Q = quartz.  
**Benthic biogenous components:** Bf = foraminifers; M = mollusks; S = siliceous sponges; E = echinoderms; O = ostracods; Br = bryozoans; K = octocorals; Ra = red algae; A = ascidians; Cl = cliona boring chips; Bi = indistinguishable biogenic particles comprising as well benthic as planktonic fractions.  
**Planktonic biogenous components:** F = foraminifers; P = pteropods/heteropods; C = coccoliths; T = thoracosphaerids; R = radiolarians; D = diatoms.

Abb. f  
Kap f

Bioge  
MINEI

5.2

Inner  
im g  
Kom  
schm.  
weise  
lichst  
ramir  
geord  
laten)

5.21

Dies  
mentl  
zunel  
einzel  
Die w  
lich e  
den te  
änder

4 Mete

In der vorliegenden Untersuchung werden deshalb neben den authigenen Mineralneubildungen alle Biogenkomponenten zunächst zusammengefaßt als „autochthon“ betrachtet. Dieses Vorgehen, so wenig befriedigend es im Detail sein mag, ermöglicht jedoch, daß wenigstens der Ist-Zustand der Siltzusammensetzung in bezug auf biogene und nicht-biogene Anteile quantitativ beschrieben werden kann, beim heutigen Kenntnisstand schon ein wesentlicher Fortschritt.

Darüber hinaus können jedoch die obengenannten speziellen Biogenkomponenten als Umlagerungsindikatoren und als qualitative Argumente für eine Abschätzung der allochthonen Sedimentanteile herangezogen werden.

Als allochthone Komponenten werden hier dem-

nach nur die minerogenen Partikel definiert, die entweder über ihre Mineralogie als Quarz, Glimmer oder Dolomit bestimmt werden können, oder aufgrund fehlender biogener Strukturen als nicht-biogen bezeichnet werden müssen. Pyrit wird grundsätzlich als frühdiagenetische Neubildung, d. h. als autochthon angesehen. Da eine an sich wünschenswerte Untergliederung der allochthonen Anteile nach ihrem Transportmechanismus nicht an den Partikeln der Siltfraktion direkt durchführbar ist, müssen allgemeine Sedimentparameter und indirekte Daten wie Klima, Wind usw. für eine solche Differenzierung hinzugezogen werden. Insgesamt läßt sich somit die Herkunft der Komponenten unter den verschiedenen Gesichtspunkten in das folgende Schema gliedern:

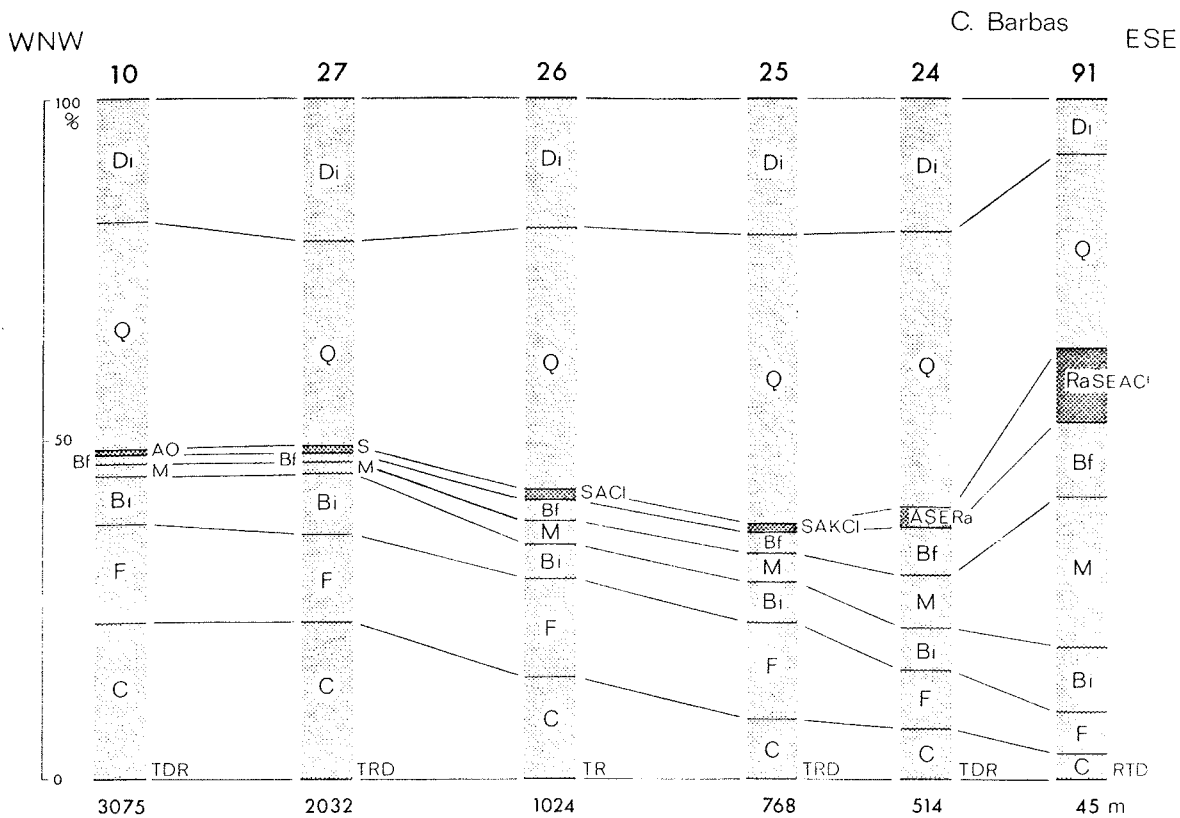


Abb. 12. Komponentenverteilung der Siltfraktion im Profil Kap Barbas; weitere Symbolerläuterungen siehe Abb. 11.

Fig. 12. Component composition of the silt fraction off Cape Barbas; for further symbol explanations see Fig. 11.

BIOGEN	Benthonische Komp.	AUTOCHTHON
	Planktonische Komp.	
MINEROGEN	Authigene Minerale	ALLOCHTHON
	Terrigen-detritische, nicht-biogene Komp.	

## 5.2 Planktonische Komponenten

Innerhalb der biogenen Siltkomponenten spielen fast im ganzen Untersuchungsgebiet die planktonischen Komponenten eine dominierende Rolle. Nur der schmale Schelfstreifen und der obere Kontinentalhang weisen größere Benthosanteile auf (s. u.). Die wesentlichsten planktonischen Komponenten sind die Foraminiferen, Coccolithen und Pteropoden; nur untergeordnet treten Thoracosphaeren (kalkige Dinoflagellaten), Diatomeen und Radiolarien auf.

### 5.2.1 Planktonische Foraminiferen

Dies ist neben den Coccolithen die wichtigste Sedimentkomponente im Silt; ihr Anteil nimmt generell mit zunehmender Landentfernung und Wassertiefe, in den einzelnen Profilen und Proben unterschiedlich, zu. Die wesentliche Ursache ist, wie in Abb. 11–16 deutlich erkennbar, in der in gleicher Richtung abnehmenden terrigen-detritischen Verdünnung zu suchen. Veränderungen in der absoluten Menge der Foraminife-

renkomponente sind schwieriger zu beurteilen. Bei Berücksichtigung der terrigen-detritischen Verdünnung, des Coccolithen/Planktonforaminiferen-Verhältnisses, der Akkumulationsraten sowie von Transport und Verteilung am Hang scheint die absolute Zunahme der Planktonforaminiferen auf dem mittleren bis unteren Kontinentalhang am größten zu sein (vgl. Abb. 11, 12). Die relativ höchsten Anteile werden dagegen auf dem Kontinentalfuß erreicht.

In der regionalen Verteilung (Abb. 17) zeigen sich auf den nördlichen Profilen vor Kap Bojador und Kap Barbas mit 6–16 % bzw. 6–15 % sehr gleichmäßige Verhältnisse. Allerdings fällt die Position 07 im Profil Kap Bojador (Abb. 11) mit > 33 % kraß heraus. Das an dieser Stelle angetroffene pliozäne Sediment (vgl. Kap. 4) ist nur sehr gering mit rezentem Material vermischt. Es wird in den Karten der rezenten Oberflächensedimente nicht mit berücksichtigt.

Größere Unterschiede sind im Süden des Untersuchungsgebietes zu erkennen, wo minimale Werte von < 5 % auf dem Schelf und Hang vor der Senegalmündung und maximale Werte von > 20 % auf dem Kap-Verde-Rücken erreicht werden. Insgesamt zeigt sich jedoch ein sehr klares und ausgeglichenes Verteilungsmuster.

Innerhalb der Siltfraktion finden sich die höchsten Konzentrationen ausnahmslos im Grobsilt; maximale

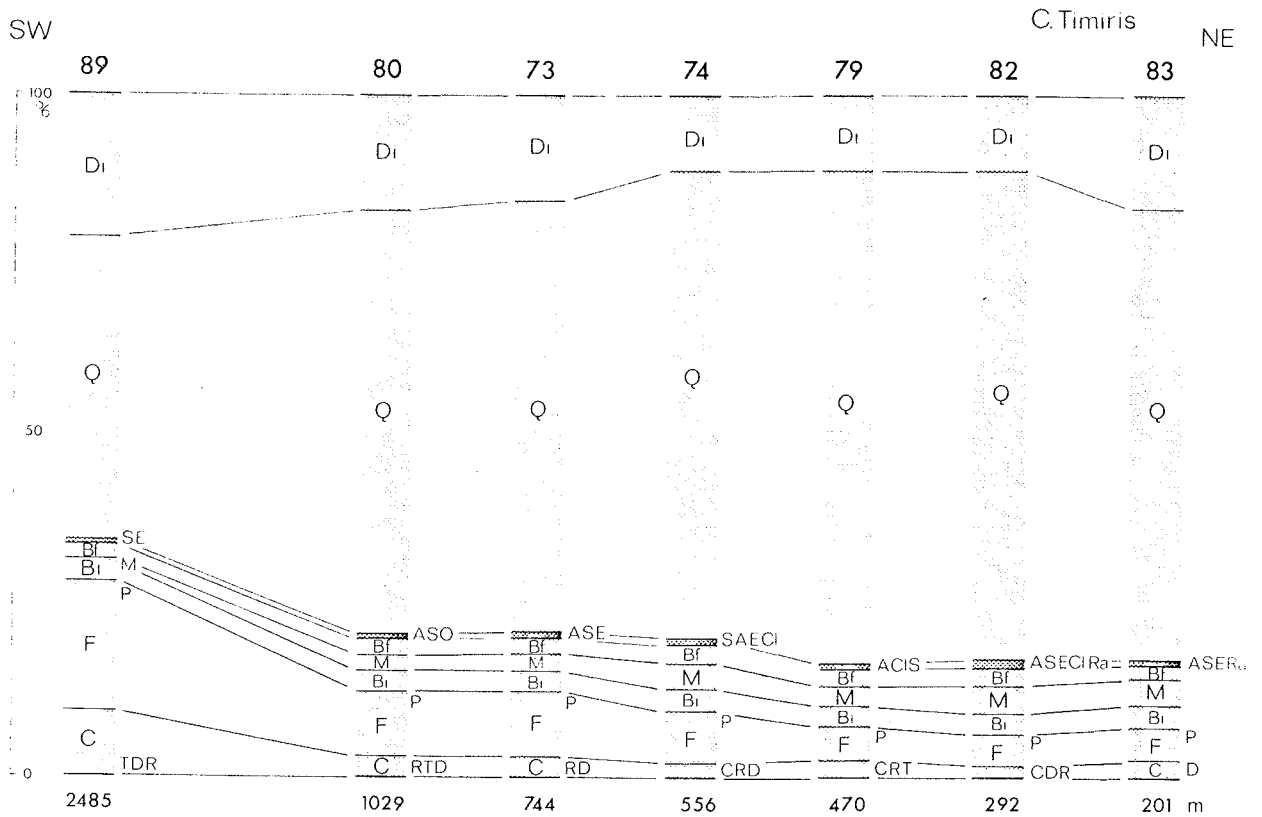


Abb. 13. Komponentenverteilung der Siltfraktion im Profil Kap Timiris; weitere Symbolerläuterungen siehe Abb. 11.

Fig. 13. Component composition of the silt fraction off Cape Timiris; for further symbol explanations see Fig. 11.

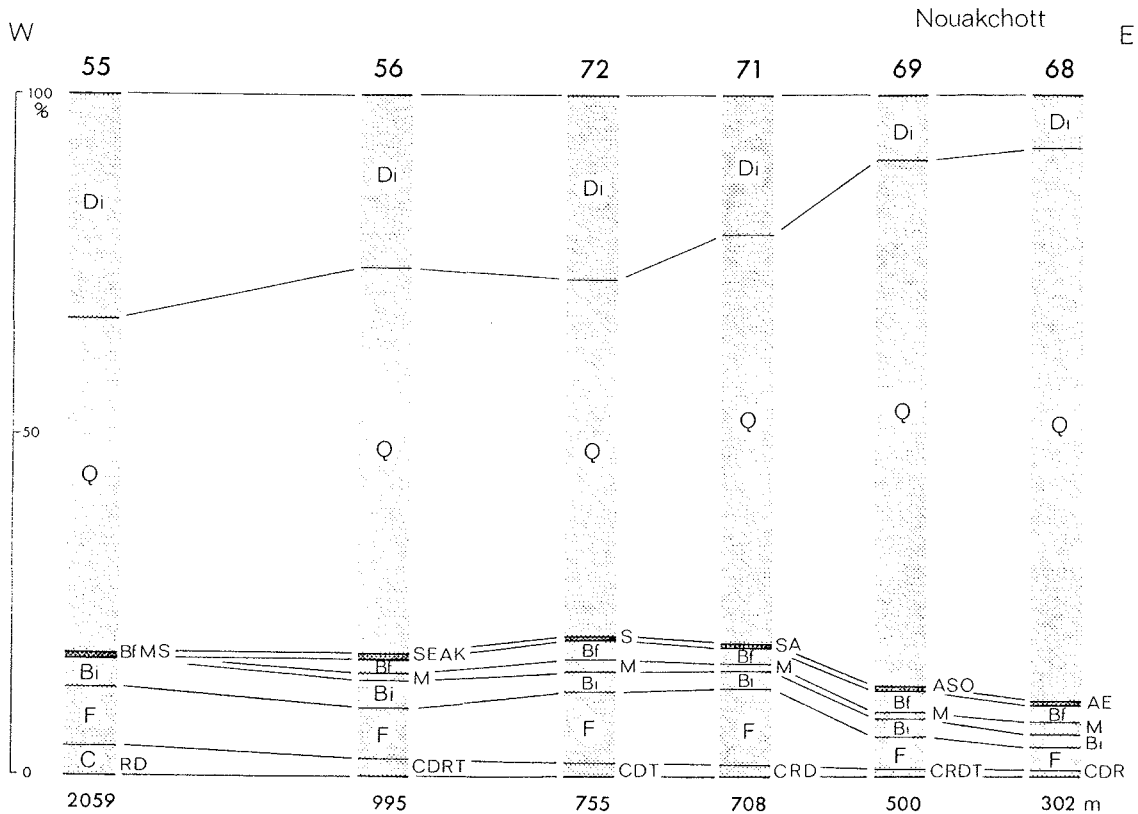


Abb. 14. Komponentenverteilung der Siltfraktion auf dem Kontinentalrand vor Nouakchott; weitere Symbolerläuterungen siehe Abb. 11.

Fig. 14. Component composition of the silt fraction off Nouakchott; for further symbol explanations see Fig. 11.



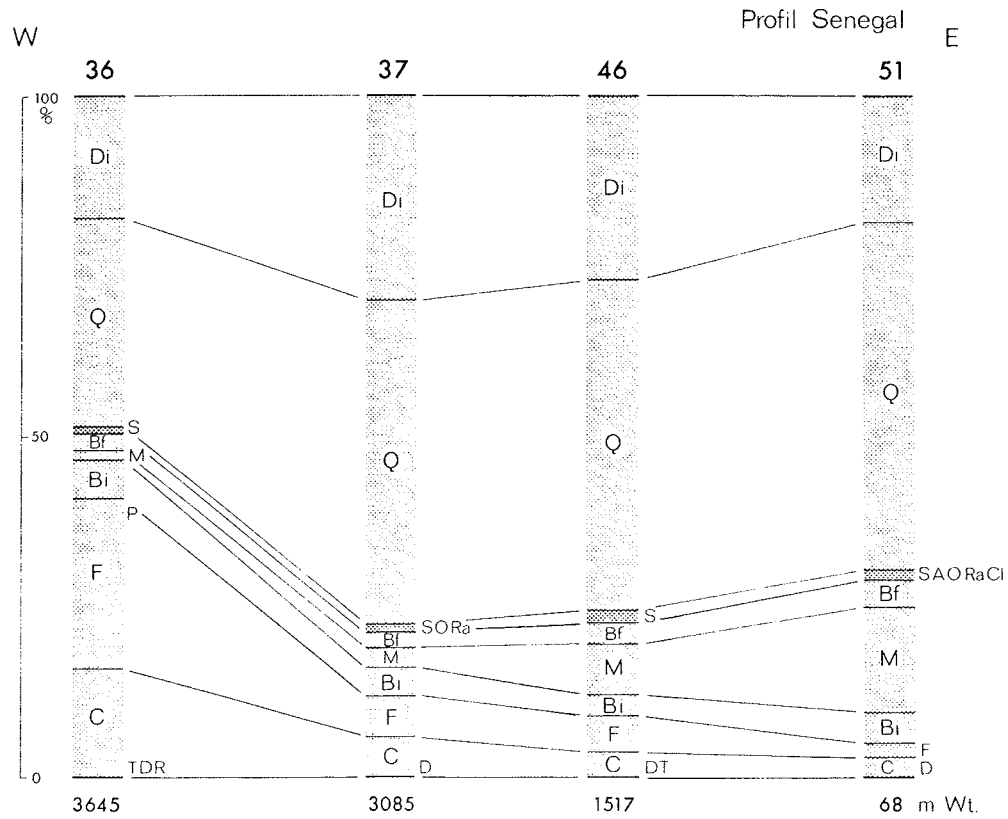


Abb. 15. Komponentenverteilung der Siltfraktion vor dem Senegal Delta; weitere Symbolerläuterungen siehe Abb. 11.

Fig. 15. Component composition of the silt fraction off Senegal river; for further symbol explanations see Fig. 11.

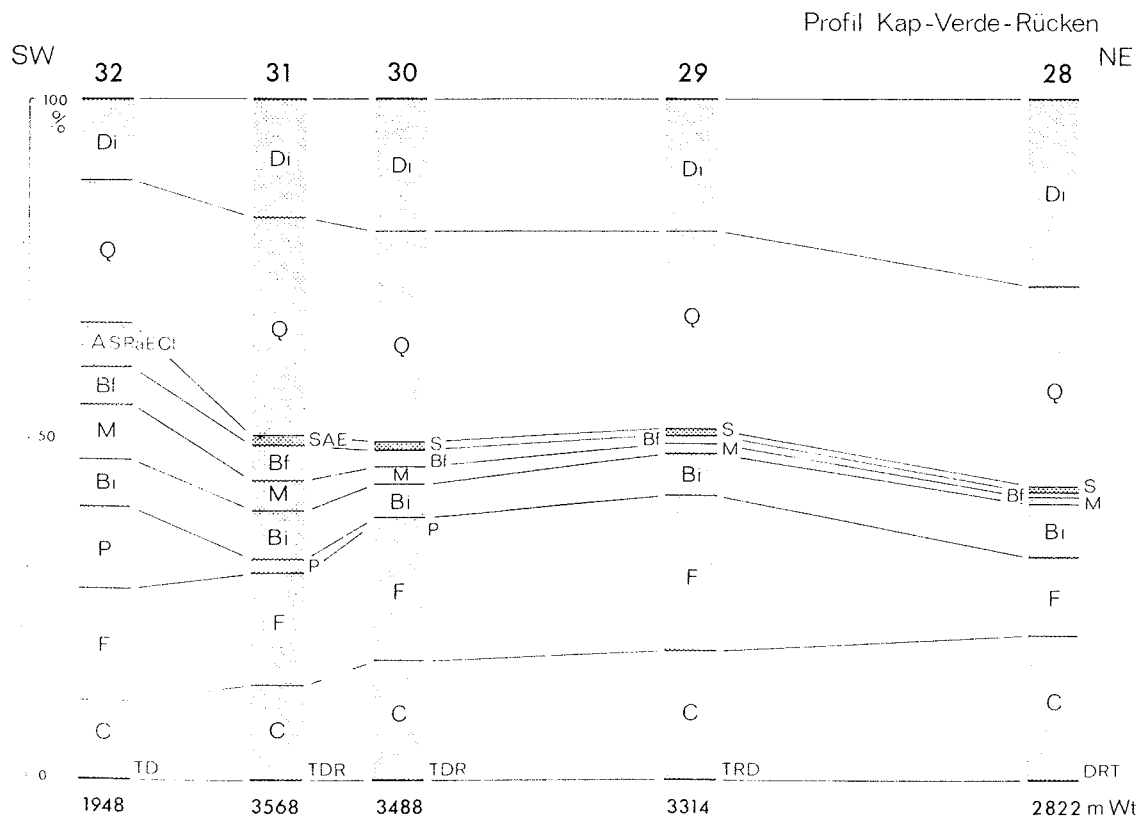


Abb. 16. Komponentenverteilung der Siltfraktion im Bereich des Kap Verde Rückens; weitere Symbolerläuterungen siehe Abb. 11.

Fig. 16. Component composition of the silt fraction on the Cape Verde Rise; for further symbol explanations see Fig. 11.

Anteile von >30 % zeigen die Positionen auf dem Kap-Verde-Rücken. Zum Feinsilt hin nimmt die Konzentration kontinuierlich ab. Auf den Zusammenhang mit der entsprechend abnehmenden Bestimmbarkeit (FÜTTERER, 1977) und der entsprechend zunehmenden Kategorie „Biogen indet.“ (vgl. Tabellen im Anhang) sei hier hingewiesen.

Ganze Foraminiferen kommen nur im Grobsilt vor und sind im wesentlichen im Bereich 40–63 µm konzentriert. Eine Regel in der räumlichen Veränderung des Verhältnisses unversehrter Foraminiferen zu Bruchstücken, in der Grobfraction häufig als relatives Maß für Lösung bzw. Erhaltung angesehen, ist im Silt bisher nicht erkennbar.

### 5.22 *Coccolithen*

Ebenso wie bei den planktonischen Foraminiferen nimmt auch bei den Coccolithen der Mengenanteil mit der Landentfernung und der Wassertiefe zu; auch hier ist dies im wesentlichen ein Effekt abnehmender terrigen-detritischer Verdünnung. Stark modifiziert wird dieses Muster durch eine deutliche regionale, artspezifische Differenzierung der Coccolithenverteilung (s. u.).

Die regionale Verteilung (Abb. 18) zeigt im Profil Kap Bojador Coccolithenanteile von 8–20 %, im Profil Kap Barbas auf dem inneren Schelf von <5 % und vom Hang zur Fußregion zunehmend 7–24 %. Hier, im Bereich des unteren Kontinentalhanges und der Fußregion vor Kap Barbas und Kap Blanc, werden mit mehr als 20 % die insgesamt höchsten Coccolithenanteile erreicht. Der südliche Bereich ist gekennzeichnet durch relativ hohe, von Norden nach Süden abnehmende Anteile von 19–12 % auf dem Kap-Verde-Rücken und allgemein sehr geringen Anteilen auf dem Kontinentalhang und Schelf in den Profillinien Kap Timiris (2–10 %), Nouakchott (<1–4 %) und Senegal (3–6 %). Das ist eine Folge der auch von Norden nach Süden stark zunehmenden terrigen-detritischer Verdünnung.

Innerhalb des Silts sind die Coccolithen in der Regel in der Feinsilt-Fraktion konzentriert, wo sie Anteile von >50 % erreichen können. Im Mittelsilt sind Anteile um 5 % häufig, während im Grobsilt nur gelegentlich ganze Cocosphaeren großwüchsiger Formen auftreten. Diese Verteilung ist auch die Ursache für das Karbonatmaximum im Feinsilt (vgl. Tab. 3).

Die höheren Coccolithenanteile westlich Kap Blanc und Kap Barbas (Abb. 18) haben ihre Ursache in der über dem Kap-Verde-Rücken nach Norden hin zunehmenden Häufigkeit von *Coccolithus pelagicus*. Die Coccolithen dieser sehr großwüchsigen Form sind nahezu ausschließlich im Mittelsilt konzentriert, so daß sie in dieser Fraktion bis 25 % erreichen können; damit wird insgesamt der Coccolithenanteil im Silt stark erhöht. Diese Veränderung äußert sich auch im

Foraminiferen/Coccolithen-Verhältnis. Insgesamt dominiert im Silt in der Regel der Foraminiferenanteil über den Coccolithenanteil; in diesem Bereich, auf den Positionen 10, 27 und 28, ist es dagegen umgekehrt (vgl. Abb. 12 und 16).

Die Ursache dieser starken Zunahme von *C. pelagicus* ist bisher nicht eindeutig zu erkennen, ist vermutlich aber in den ökologischen Verhältnissen zu suchen. *C. pelagicus* gilt als eine ausgesprochene Kaltwasserform und ist somit besonders häufig in den höheren Breiten, wo sie als Florenleitform benutzt wird (McINTYRE & BE, 1967). Das verstärkte Vorkommen dieser Form in den Sedimenten des Kontinentalhanges und der Fußregion vor Kap Barbas und Kap Blanc könnte einmal mit dem kühlen, nach Süden streichenden Kanarenstrom in Verbindung gebracht werden, der sich auf der Höhe von Kap Blanc vom Kontinent löst und in südwestliche Richtung umbiegt. Eine andere Deutungsmöglichkeit könnte mit den küstennahen Auftriebsgebieten gegeben sein. Es ist aber fraglich, ob sich deren Einfluß, sei es über Temperatur oder Nahrungsangebot, bis in eine so große Küstenentfernung noch auswirken kann. Eine Verfrachtung der Coccolithen durch Drift ist in diesem Zusammenhang kaum anzunehmen. Alle jüngeren Untersuchungen über den Coccolithentransfer von der photischen Zone in das Sediment, der nach übereinstimmender Meinung als Kotpillen-Transport erfolgt (ROTH et al., 1975; HONJO, 1976; BISHOP et al., 1977), kommen zu dem Schluß, daß die Verbreitung der Coccolithen im Sediment, abgesehen von einer starken Artenverarmung durch selektive Lösung, sehr genau der regionalen Verbreitung in der überstehenden Wassersäule entspricht. Eine selektive Umlagerung, wie sie von BERGER (1976) diskutiert wird, ist hier kaum wahrscheinlich; es fehlen ja nicht die kleinsten Formen, sondern die großwüchsigen Coccolithen sind überproportional zahlreich und zusätzlich vorhanden.

Fraktionierte Untersuchungen der Coccolithen existieren bisher nicht und somit auch keine entsprechenden Vergleichszahlen, die es ermöglichen, die vorliegenden Daten in ein allgemeineres Bild einzuordnen. Um doch eine gewisse Übersicht zu erlangen, muß auf das Gesamtsediment bezogen werden.

Der Coccolithenanteil am Silt beträgt in dem coccolithenreichen Gebiet westlich Kap Blanc/Kap Barbas auf den Positionen 10, 27 und 28 24,7 %, 22,3 % bzw. 21,7 %, umgerechnet auf Anteile am Gesamtsediment 10,0 %, 11,1 % bzw. 12,6 %. Ein wesentlicher Teil der Coccolithen ist aber von seiner primären Größe her in der Tonfraktion konzentriert. Diesen Anteil mit eingerechnet würde der Coccolithenanteil in den Sedimenten des NW-afrikanischen Kontinentalfußes etwa 10–20 %, in den coccolithenreichen Proben bis 30 % des Gesamtsediments betragen.

Zum Vergleich stehen bisher nur wenige Daten zur Verfügung. In den holozän/pleistozänen Sedimenten



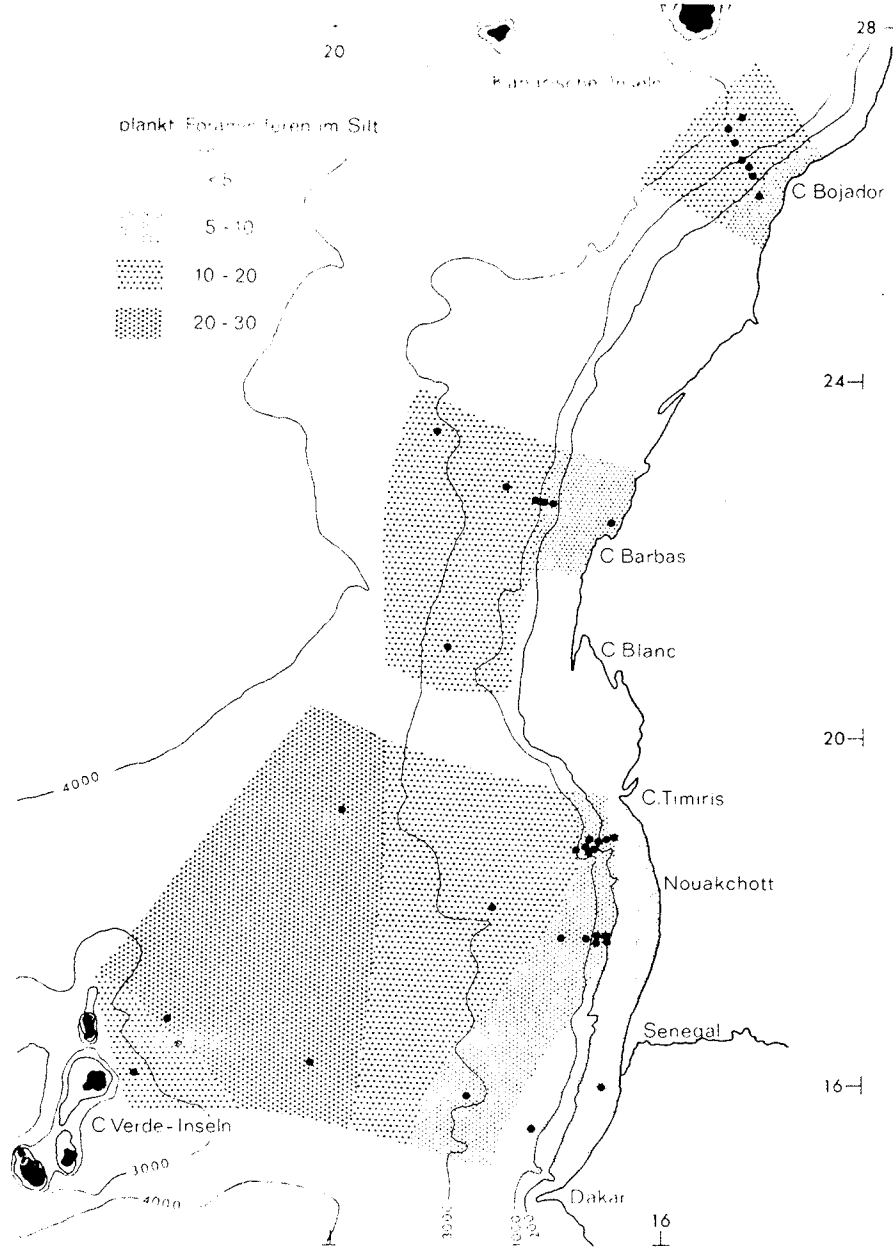


Abb. 17. Regionales Verteilungsmuster der planktonischen Foraminiferenkomponente im Silt.

Fig. 17. Regional distribution pattern of silt-sized planktonic foraminifer component.

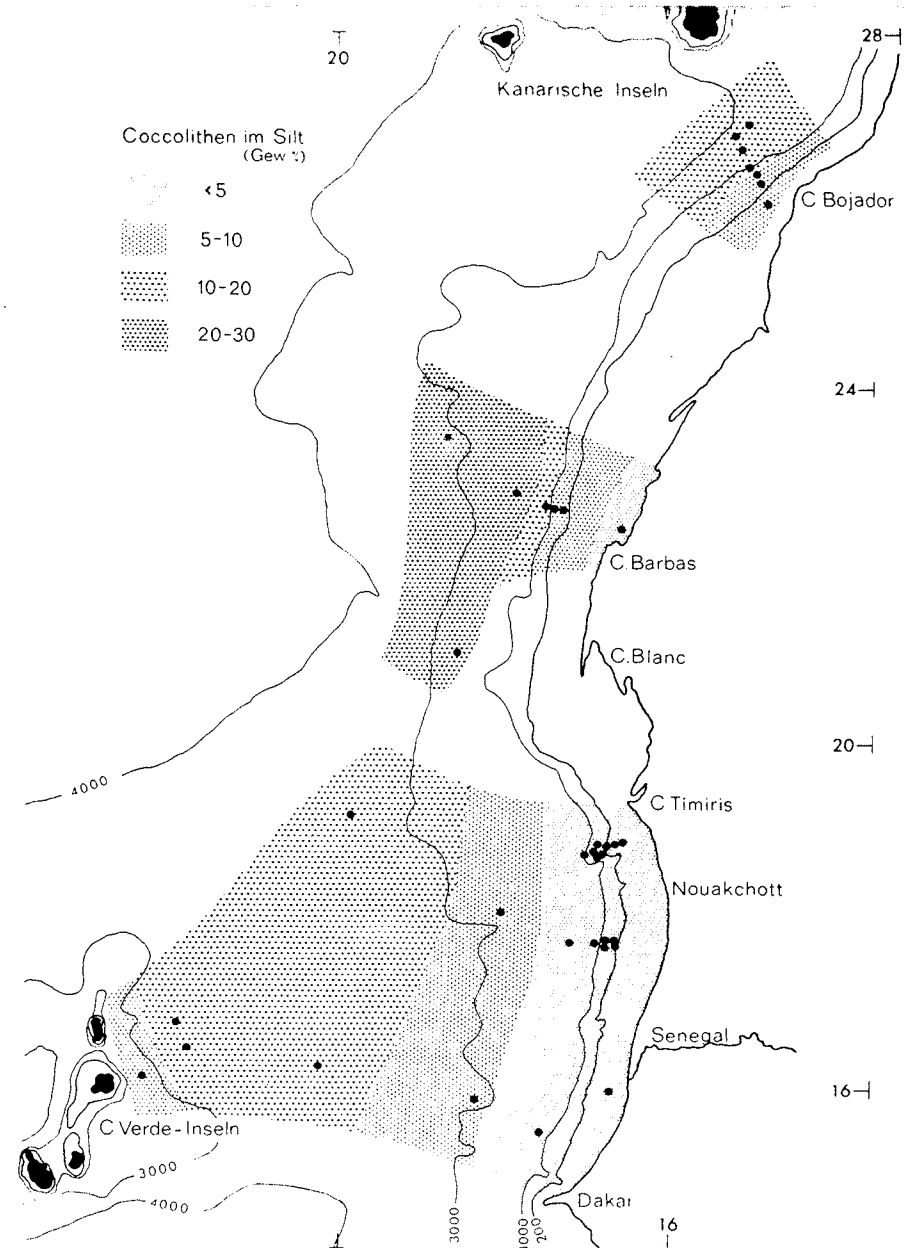


Abb. 18. Regionales Verteilungsmuster der Coccolithen-Komponente im Silt.

Fig. 18. Regional distribution pattern of silt-sized coccolith component.

des äquatorialen NE-Atlantiks (Sierra Leone Rise, DSDP Leg 41, Site 366) ist der Coccolithenanteil mit 20–25 % geringfügig aber im Durchschnitt deutlich höher (FÜTTERER, 1977).

In den Sedimenten des Nord-Atlantiks werden die höchsten Coccolithenanteile nördlich des subtropischen Wirbels zwischen 40°–50° N mit Werten bis etwa 30 % erreicht; entsprechend finden sich im Süd-Atlantik die höchsten Werte bei 20–30 % im Angola-Becken (McINTYRE & McINTYRE, 1971).

Die Coccolithenkonzentration auf dem NW-afrikanischen Kontinentalfuß ist mit „normalen Durchschnittswerten“ von 10–20 % des Gesamtsediments demnach vergleichsweise niedrig. Für einen fundierten Vergleich kann aber die Sedimentationsrate des Gesamtsediments, d. h. das Ausmaß der Verdünnung mit anderen Komponenten, nicht unberücksichtigt bleiben. Für die benutzten Vergleichsdaten aus dem Nord- und Süd-Atlantik stehen hierüber keine Daten zur Verfügung. Im Untersuchungsgebiet vor NW-Afrika zeigt sich, daß die Bereiche mit niedrigen Coccolithenanteilen (Abb. 18) südlich 20° N weitgehend übereinstimmen mit den Bereichen starker terrigen-detritischer Verdünnung (vgl. Karbonatverteilung Abb. 23 und 24) und entsprechend hohen Sedimentationsraten (vgl. Abb. 25). So werden die allgemein niedrigen Coccolithenanteile durch einen einfachen, starken Verdünnungseffekt zu erklären sein. Darüber hinaus fällt auf, daß nördlich 20° N auf den Positionen 27 und 28, wo die Coccolithenkonzentration am höchsten ist (Abb. 18), die Sedimentationsrate mit 8–10 bzw. 12 cm/1000 J. ebenfalls hoch ist (Abb. 25). Diese Werte liegen weit über dem, was als mittlerer Wert für den Nord- bzw. Süd-Atlantik angenommen werden müßte, so daß die absolute Coccolithenakkumulation westlich Kap Blanc/Kap Barbas vergleichsweise noch weit höhere Werte zeigt als im Nord- bzw. Südatlantik.

Das relativ kleinräumige Verteilungsmuster der Coccolithenanteile im Untersuchungsgebiet vor NW-Afrika ist somit nicht allein ein Effekt unterschiedlicher terrigen-detritischer Verdünnung.

Insgesamt muß aber ein pauschaler Vergleich der Coccolithenkonzentrationen sehr kritisch gesehen werden, da unterschiedliche Produktion, Lösung, selektiver Transport und Verdünnung ohne genauere Hintergrunddaten als sie bisher vorliegen, kaum gegeneinander abgeschätzt werden können.

### 5.23 Pteropoden und Heteropoden

Die Verbreitung der planktonischen Gastropoden (Pteropoden und Heteropoden) ist sehr unregelmäßig und fleckenhaft, dazu mengenmäßig meist sehr gering. Durchgehend vorhanden sind sie nur auf dem Profil Kap Bojador (Abb. 11). Ihr Mengenanteil nimmt dort, anders als bei den Coccolithen und Foraminiferen, mit abnehmender Wassertiefe zu und zwar von <1 % im

Bereich der Fußregion auf >8 % am oberen Hang. Sehr geringe Mengen von durchweg <1 % treten im Profil Kap Timiris auf. Auf den Profilen Kap Barbas, Nouakchott und Senegal wurden keinerlei Pteropodenpartikel gefunden.

Eine etwas abweichende Situation zeigt sich im Bereich der Kap Verde Inseln. Die Position 32, bei 1948 m am sehr steilen Abfall der Kap Verde Inseln gelegen, weist einen sehr hohen Pteropodenanteil von >12 % auf, der nach NE zur Position 31 (1,3 %) und 32 (0,2 %) sehr rasch abnimmt. Die Sondersituation des Kap Verde Gebietes in bezug auf die Pteropodenverteilung im Holozän wurde schon von DIESTERHAASS (1975) bei der Bearbeitung von Kernmaterial festgestellt. Das allgemeine Fehlen der Pteropoden in den warmen Phasen des Holozäns wird mit der hohen Löslichkeit des aragonitischen Schalenmaterials erklärt. So zeigen auch generell alle Pteropodenpartikel im Silt deutliche Korrosionserscheinungen. Die gleichlaufende Zunahme der Pteropoden sowohl im Profil Kap Bojador von 2849 m (Position 09) nach 2090 m (Position 08) wie auch am Hang der Kap Verde Inseln von 3568 m (Position 31) nach 1948 m (Position 32) läßt die Annahme zu, daß die Aragonitkompensationstiefe (ACD) bei etwa 2500 m liegt. Das entspricht durchaus „normalen“ Verhältnissen; nach BERGER (1976) liegt sie im westlichen tropischen Nord-Atlantik bei 2–3 km.

Das fast völlige Fehlen der Pteropoden am Kontinentalhang südlich von Kap Bojador läßt sich jedoch schlecht mit dieser Feststellung und den Beobachtungen von THIEDE (1975) in Einklang bringen, der gerade im Gebiet südlich Kap Blanc im Oberflächenwasser über dem oberen Kontinentalhang relativ hohe Pteropodenzahlen feststellte. Als mögliche Erklärung für das Fehlen der Pteropoden im Sediment könnte eine durch Auftriebswasser und erhöhte Fruchtbarkeit lokal stark angestiegene ACD angenommen werden. Die relativ hohe terrigen-detritische Sedimentationsrate könnte einen zusätzlichen Verdünnungseffekt bewirken.

### 5.24 Thoracosphaeren (kalkige Dinoflagellaten)

Die kugeligen Zysten der kalkigen Dinoflagellaten bilden nur eine sehr untergeordnete, aber ausschließlich auf den Silt beschränkte Sedimentkomponente. Sie sind im wesentlichen im Mittelsilt konzentriert, wo sie bis 3 % Anteil erreichen können; Bruchstücke und kleine Formen kommen etwas weniger häufig im Feinsilt vor, während im Grobsilt nur sehr selten die wenigen großwüchsigen Formen zu finden sind.

Die regionale Verteilung zeigt ein den Coccolithen vergleichbares Muster: höhere Anteile im pelagischen Bereich auf dem Kap-Verde-Rücken und auf den nördlichen Profilen vor Kap Bojador und Kap Barbas, wo sie zum oberen Hang und zum Schelf hin stark

abr  
Pro  
em  
nun

5.2

Die  
Silt  
ger  
frä  
ver  
reg  
ngs

ent

zur

Bai

Afr

auc

wa

Fall

dor

nur

ras

du

unc

Boc

lich

stär

me

len

geg

nu

ser

me

im

die

der

ser-

in

ein

auf

ne

5.2

Vor

Bru

geri

&lt;1

Ber

sche

chos

Rad

reich

jedo

abnehmen. Die geringen Konzentrationen auf den Profilen Kap Timiris, Nouakchott und Senegal sind eine Folge der starken terrigen-detritischen Verdünnung.

### 5.25 Diatomeen

Die opal-kieseligen Schalen der Diatomeen sind im Silt (und auch im gesamten Sediment) nur in äußerst geringen Anteilen (meist < 1 % in der jeweiligen Teilfraktion) und dann auch meist nur mit Bruchstücken vertreten. Weder innerhalb der Proben noch in der regionalen Verteilung oder der Wassertiefe lassen sich irgendwelche Trends erkennen.

Dieses Ergebnis war anfangs etwas überraschend, enthalten doch Sedimente unter Auftriebsgebieten zumeist einen sehr hohen Anteil von Diatomeen (vgl. Baie du Lévrier, KOOPMANN et al., 1978; 1979; SW-Afrika, CALVERT & PRICE, 1971). Das war zunächst auch für den Bereich des NW-afrikanischen Auftriebswassers erwartet worden. Daß dies jedoch nicht der Fall ist, mag an verschiedenen Gründen liegen: 1. die dominanten Diatomeen sind zum überwiegenden Teil nur schwach verkieselt (RICHERT, 1975), können also rasch aufgelöst werden; 2. der Absinkvorgang wird durch spezielle hydrographische Vorgänge verzögert und die Schalen zunehmend gelöst, bevor sie auf dem Boden auftreffen; 3. ausreichend Sauerstoff ermöglicht ein intensives Bodenleben. Dadurch erfolgt eine ständige Resuspendierung der oberflächennahen Sedimente und damit auch der Diatomeen, die in Kotballen oder Kotpillen die Wassersäule relativ rasch und gegen Lösung geschützt durchfallen haben; sie werden nun ständig in Kontakt mit silikatuntersättigtem Wasser gehalten und somit fortschreitend gelöst.

Auffällig ist, daß trotz der absolut geringen Diatomeenzahlen doch relativ häufig Süßwasser-Diatomeen im ganzen Untersuchungsgebiet auftreten, besonders die Art *Melosira granulata*, eine Form mit einer sehr dicken und dicht verkieselten Schale. Diese Süßwasser-Diatomee, seit EHRENBURG (1849) auch aus dem in diesem Gebiet niedergehenden Staub bekannt, sind ein sicheres Indiz für den terrigen-detritischen Einfluß auf die Sedimentation am NW-afrikanischen Kontinentalrand (vgl. KOLBE, 1957).

### 5.26 Radiolarien

Von allen planktonischen Komponenten kommen die Bruchstücke der opalkieseligen Radiolarien in den geringsten Konzentrationen vor; sie liegen durchweg < 1 %. Regelmäßig ist keine Gliederung zu erkennen. Berücksichtigt man jedoch die starke terrigen-detritische Verdünnung in den Profilen Kap Timiris, Nouakchott und Senegal, so könnte hier doch eine gewisse Radiolarienkonzentration vorhanden sein. Für weitreichende Aussagen sind die beobachteten Mengen jedoch nicht signifikant.

### 5.27 Gesamtplankton im Silt

Die Gesamtplanktonkonzentration im Silt wird eindeutig von Foraminiferen und Coccolithen beherrscht, wobei bis auf den Bereich des Kontinentalfußes nördlich 20° N die Foraminiferenanteile höher als die der Coccolithen sind.

Die regionale Verteilung (Abb. 19) ist daher weitgehend eine Addition dieser beiden Komponenten. Es zeigt sich eine allgemein küstenparallele Zonierung mit zunehmenden Werten bei zunehmender Küstentfernung. Eine geringfügige Modifizierung erfolgt nur durch die Pteropodenkomponente im Profil Kap Bojador und am Hang der Kap Verde Inseln. Vom Profil Kap Bojador im Norden zum Profil Senegal im Süden ist eine deutliche Abnahme der absoluten Planktonkonzentration im Silt und eine deutliche Verbreiterung der planktonarmen Zone über die ganze Breite des Kontinentalhangs hinaus zu beobachten.

Die Opal-Komponenten des Planktons, Diatomeen und Radiolarien, spielen insgesamt nur eine ganz untergeordnete Rolle mit durchweg < 1 %.

### 5.3 Benthonische Komponenten

Die einzelnen Benthoskomponenten haben einen sehr unterschiedlichen Anteil an der Siltfraktion. In den Abb. 11–16 sind daher nur die benthonischen Foraminiferen und benthonischen Mollusken als selbständige Gruppen ausgegliedert. Wegen ihrer geringen Häufigkeit, meist < 1 %, werden die übrigen Komponenten, d. h. die Kieselschwämme, Ascidien, Bryozoen, Korallen, Echinodermen, Rotalgen, Ostracoden und Cliona-Späne in einer Gruppe zusammengefaßt dargestellt und randlich durch Indizes in der Reihenfolge ihrer relativen Häufigkeit markiert.

Das Vorkommen der einzelnen Komponenten in den Teilfraktionen des Silts kann den Tabellen im Anhang entnommen werden.

#### 5.31 Benthonische Foraminiferen

Wie zu erwarten, nimmt der Anteil der Benthosforaminiferen mit abnehmender Wassertiefe zu. Ihr Gesamtanteil ist jedoch niedrig, im Süden bei insgesamt reduzierten (verdünnten) Biogenwerten mit < 3 % niedriger als im Norden, wo in der Regel < 6 %, auf dem Schelf lokal (Position 91, Profil Kap Barbas) bis > 10 % auftreten können.

Innerhalb des Silts sind die höchsten Anteile meist im Grobsilt konzentriert, mit einer kontinuierlichen Abnahme zum Feinsilt hin. Einige Proben aus flacherem Wasser zeigen das Maximum im Mittelsilt. Ob dafür Sortierungsvorgänge im bewegten Wasser und/oder spezifische Bruchstückproduktion durch vorgegebene Ultrastruktur-Muster verantwortlich gemacht werden müssen, ist noch offen.

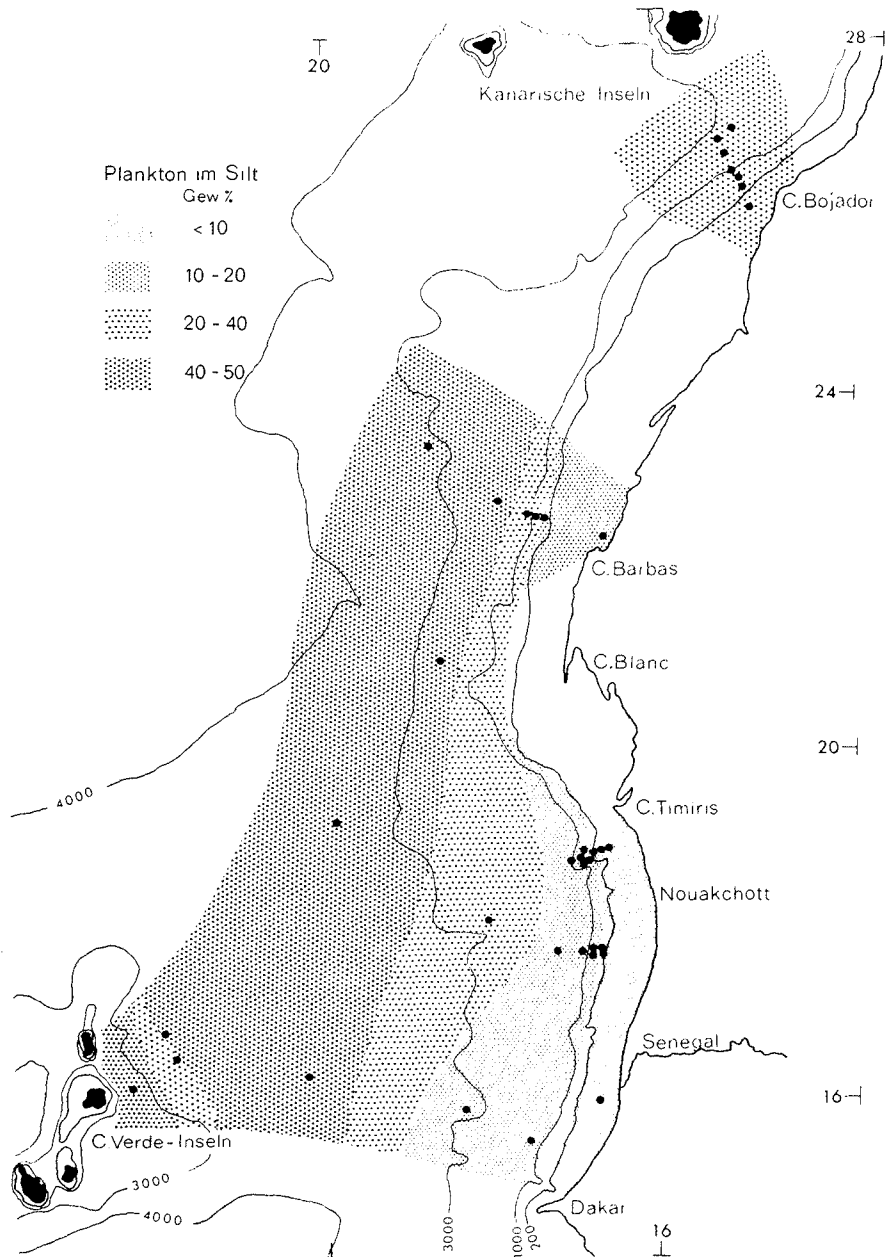


Abb. 19. Regionales Verteilungsmuster der gesamten Plankton-Komponente im Silt.

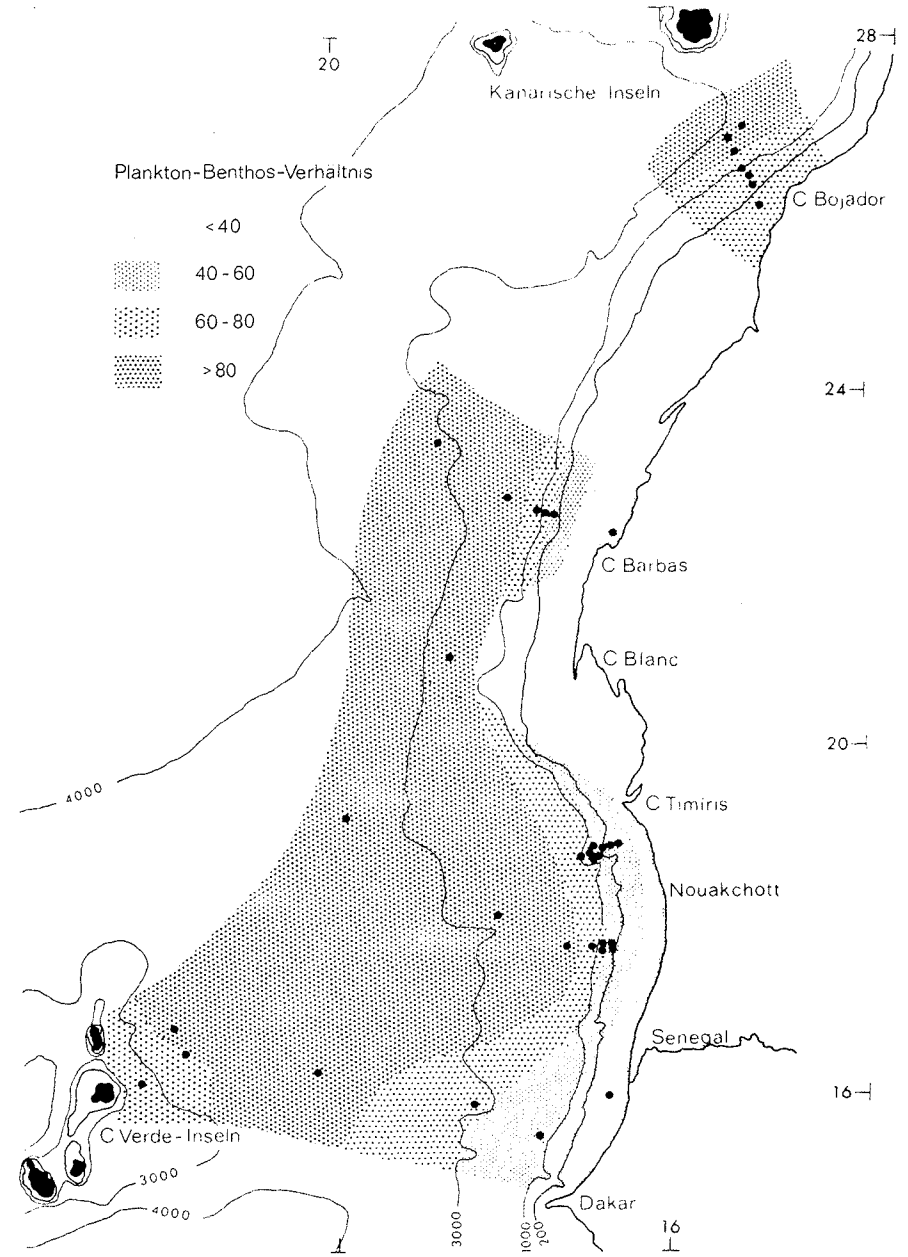


Abb. 20. Regionales Verteilungsmuster des Plankton/Benthos-Verhältnisses im Silt.

S E N E G A L I S L A N D V E R D E I S L A N D S E N E G A L I S L A N D V E R D E I S L A N D S E N E G A L I S L A N D V E R D E I S L A N D

### 5.32 Benthonische Mollusken

Auch der Anteil der benthonischen Molluskenkomponente an der Siltfraktion nimmt mit abnehmender Wassertiefe zu. Das zeigt sich in den südlicheren Profilen Kap Timiris und Nouakchott weniger deutlich als vor Kap Bojador, Kap Barbas oder im Anstieg zu den Kap Verde Inseln. Der Molluskenanteil übertrifft den der benthonischen Foraminiferen; er ist im Norden vor Kap Bojador und Kap Barbas mit bis > 8 % höher als vor Kap Timiris oder Nouakchott mit < 3 %.

Eine besondere Situation zeigt sich bei den Stationen 46 und 51 der Senegal-Profillinie (Abb. 15): Die Molluskenkomponente (ca. 15 %) besteht hier fast ausschließlich aus feinen Scheibchen und Bruchstücken der Prismenstruktur, wie sie typisch bei den Pinnaceae, Pteriaceae und Ostreaceae auftritt. Der hohe Anteil dieser speziellen Molluskenkomponente weist darauf hin, daß vermutlich eine ganz spezifische Pteriaceen-Pinnaceen-Fauna den Faziesbereich der weichen, feinkörnigen Prodeletasedimente des Senegals besiedelt und wesentlich zur Sedimentproduktion beiträgt.

Der Einfluß der Schalen planktonischer Veliger-Larven benthonischer Mollusken auf die Sedimentbildung kann aus den vorliegenden Parametern der Partikelzählungen nicht abgeschätzt werden. Die beobachtete Häufung der Larven im küstennäheren Bereich (THIEDE, 1975) entspricht dem bevorzugten Lebensraum der Mollusken im flacheren Wasser; es kann demnach davon ausgegangen werden, daß im Sediment keine Differenzierung von Larval- und Adultschalen aufgrund ihrer unterschiedlichen Lebensweise vorliegt. Es wird aber ein bisher nicht näher faßbarer Teil des benthonischen Molluskenkarbonats von meroplanktonischen Larvenschalen stammen.

### 5.33 Kieselschwämme

Die opal-kieseligen Nadeln der Kieselschwämme sind häufig, besonders am Kontinentalfuß, neben den Foraminiferen und Mollusken die einzige erkennbare Benthoskomponente. Insgesamt nur in geringen Mengen vorhanden, treten sie vom Fein- bis Grobsilt mit zunehmender Häufigkeit auf. Ihr etwas höherer Anteil in geringeren Wassertiefen des oberen Hanges und Schelfs geht parallel mit der allgemeinen Zunahme des Benthos. Für eine weitere sedimentologische Ausdeutung läßt sich die Kieselschwamm-Komponente bisher nicht einsetzen.

### 5.34 Echinodermen und Ostracoden

Echinodermen- und Ostracodenpartikel kommen nur sehr untergeordnet, jedoch in allen Wassertiefen und auf allen Profillinien vor. Das relativ häufigere Auftreten in den nördlichen Profilen und am Hang der Kap Verde Inseln ist wieder an die dort allgemein höheren Benthosananteile gebunden.

### 5.35 Bryozoen und Oktokorallen

Reste von Bryozoen und Oktokorallen treten nur gelegentlich und in äußerst geringen Mengen im Silt auf und sind auf die nördlichen Profile Kap Bojador und Kap Barbas beschränkt, und zwar auf geringere Wassertiefen am oberen Hang und auf dem Schelf.

### 5.36 Rotalgen, Ascidien und Cliona-Späne

Auch diese drei Komponenten kommen nur in quantitativ ganz unbedeutenden Mengen vor. Ihre Bedeutung ist dagegen darin zu sehen, daß sie in ihrer Lebens- bzw. Entstehungsweise nahezu ausschließlich auf den Flachwasserbereich konzentriert sind. Ihr Vorkommen in größeren Tiefenbereichen kann daher als Transport- bzw. Umlagerungsindikator betrachtet werden.

Die Rotalgenpartikel zeigen innerhalb des Silts allgemein keine spezielle Größendifferenzierung. Sie sind in allen Fraktionen vorhanden, besonders häufig aber in den Proben vom Schelf und vom oberen Hang der Profile Kap Bojador, Kap Barbas und Kap Timiris. Sie reichen jedoch gelegentlich auch tiefer hinab.

Die Ascidienpartikel zeigen dagegen innerhalb des Silts eine deutliche Größendifferenzierung. Ganze Sklerite finden sich nur im Grobsilt und sind auf den Schelf und den oberen Hang beschränkt. Eine Ausnahme bildet dabei nur die Position 32 vom unteren Hang der Kap Verde Inseln. Einzelne Nadeln sind dagegen bis in den Feinsilt vorhanden und in den Profilen Kap Bojador und Kap Barbas bis in die Proben vom Kontinentalfuß zu verfolgen; auf den Profilen Kap Timiris und Nouakchott sind die Nadeln dagegen nur bis etwa zum unteren Kontinentalrand zu finden.

Die Cliona-Späne kommen primär wegen ihrer speziellen Entstehungsweise während des Bohrprozesses von Kieselschwämmen nur in einem sehr engen Kornspektrum vor und sind im Feinkornbereich auf den Grobsilt beschränkt. Vor Kap Bojador wurden diese Partikel bis auf den unteren Hang (Position 08 bei 2090 m) und vor Kap Barbas bis zum unteren Hang (Position 26 bei 1024 m) beobachtet, während das tiefste Vorkommen vor Kap Timiris auf dem oberen Hang lag (Position 74 bei 556 m).

Bei allen „Flachwasser-Komponenten“, besonders aber bei den Ascidien-Nadeln sowie bei den Cliona-Spänen, ist zu beobachten, daß sie, jeweils ihrer Korngröße entsprechend, auf den Profilen Kap Bojador und Kap Barbas allgemein tiefer — maximal bis auf den Kontinentalfuß (Positionen 01 bzw. 10) — hinunterreichen als auf den südlicheren Profilen Kap Timiris, Nouakchott oder auch Senegal, wo die tiefsten Vorkommen am Hang bei 1000 m Wassertiefe zu beobachten sind. Ihr Vorkommen in solchen Wassertiefen kann nur mit einem langsamen Transport hangabwärts erklärt werden, der die geringen Größenunterschiede zwischen den Partikeln der beiden Kompo-

nenten noch deutlich herauspräpariert, dabei aber auch noch in der Lage ist, relativ grobe Partikel zu bewegen. Für einen solchen Vorgang ist nicht unbedingt ein „grain flow“ in Verbindung mit einer starken Strömung anzunehmen. Die hohe biogene Aktivität am Boden, die in Unterwasserfernsehaufnahmen deutlich zu erkennen ist, reicht aus, um immer wieder Sedimentmaterial in die überlagernde Wassersäule aufzuwirbeln. So reichen auch die geringsten Wasserbewegungen aus, in Verbindung mit der Schwerkraft einen insgesamt hangabwärts gerichteten Transport in Gang zu setzen (BEIN & FÜTTERER, 1977). Diese Deutung wird gestützt durch die allgemeinen Sedimentparameter und durch neuere Beobachtungen von LUTZE et al. (1979) zur Umlagerung von benthonischen Flachwasserforaminiferen im Profil Kap Bojador (Position 09).

### 5.37 Gesamtbenthos im Silt

Bei Betrachtung der gesamten Benthoskomponenten wird deutlich, daß sie quantitativ nur einen kleinen Anteil am Silt ausmachen. Allgemein ist eine Zunahme der Benthosanteile zum flacheren Wasser hin festzustellen (Abb. 11–16). Der Gradient ist jedoch sehr unterschiedlich; ein relativ steiler Verlauf, in allen ausgeschiedenen Komponenten etwa gleich, zeigt sich in den Profilen Kap Bojador, Kap Barbas und im Anstieg zu den Kap Verde Inseln. Weniger ausgeprägt, doch nahezu ausschließlich in der Molluskenkomponente konzentriert, zeigt sich die Zunahme im Profil vor der Senegal-Mündung (vgl. Abb. 15). In den Profilen Kap Timiris und Nouakchott ist die Zunahme der Benthosanteile besonders gering; dieser Teil des Kontinentalhangs erweist sich als extrem benthosarm. Das ist im wesentlichen ein Verdünnungseffekt durch starke terrigen-detritische Materialzufuhr. In geringerem Maße ist es auch ein Effekt der auf dem Schelf südlich der Banc d'Arguin nur begrenzt verfügbaren (weitgehend reliktschen) Biogenkomponente.

Spezifische Siltpartikel sind im Benthos primär nur in sehr geringem Umfang enthalten, im wesentlichen nur von Ascidien und Kieselschwämmen (sowohl Nadeln als auch Bohr-Späne), ganz untergeordnet von Echinodermen (Holothurien) und Oktokorallen. Der weitaus größte Teil der benthonischen Siltpartikel entsteht durch die Fragmentierung größerer Hartteile (FÜTTERER, 1977).

Es sei hier darauf aufmerksam gemacht, daß mit der Zunahme des Benthosanteils am Silt der Siltanteil am Sediment absolut stark abnimmt (vgl. Abb. 10), so daß auch auf dem Schelf und in den geringeren Wassertiefen am oberen Hang in der Regel keine großen Sediment- und Biogenanteile im Silt vertreten sind. Ursache dafür ist ein kontinuierliches Auswaschen und Ausspülen von Feinmaterial auf dem Schelf, verbunden mit einem anschließenden Transport hangabwärts über den Kontinentalhang.

### 5.4 Plankton/Benthos-Verhältnis im Silt

Allgemein nimmt das Verhältnis Plankton zu Benthos mit zunehmender Wassertiefe zu. Dies hängt im wesentlichen damit zusammen, daß bei abnehmender Fruchtbarkeit das Benthos rascher abnimmt als das Plankton. Das Benthos weist außerdem weitgehende Abhängigkeiten vom Substrat auf. Sekundär können Schalenzerstörung und lateraler Transport, besonders bei selektiver Wirkungsweise, große Veränderungen bewirken.

Die transportbedingten Veränderungen dürften im vorliegenden Fall, in dem nur ein bestimmtes Kornspektrum berücksichtigt wird, eine geringere Rolle spielen als die durch selektive Schalenzerstörung. Dadurch können einzelne Komponenten betont, andere vernachlässigt werden. Generell sind aber die einzelnen Komponenten gerade in einem begrenzten Kornspektrum nur sehr ungleichmäßig vertreten, z. B. Foraminiferen und Mollusken fast ausschließlich nur durch Bruchstücke, Coccolithen dagegen nur mit ganzen Formen, die aber nur ein sehr selektives Artenspektrum darstellen.

Wesentlich ist jedoch im vorliegenden Beispiel, daß das Gesamtbiogen des Silts in seiner regionalen Verteilung unter Ausschluß der von Position zu Position unterschiedlichen terrigen-detritischen Verdünnung in ein Plankton/Benthos-Verteilungsmuster zerlegt werden kann. Der auffälligste Zug in der regionalen Darstellung des Plankton/Benthos-Verhältnisses (Abb. 20) ist weniger der hohe Planktonanteil auf dem Kontinentalfuß vor Kap Timiris bzw. Nouakchott (Positionen 89 und 55), sondern der hohe Benthosanteil im Profil Senegal (Positionen 37 und 46) in den entsprechenden Tiefen.

Ein selektiver Transport kann hier wegen der extremen Feinkörnigkeit und der schlechten Sortierung des Sediments (vgl. Abb. 8) ausgeschlossen werden. Sowohl ein Transport als auch eine mögliche selektive Lösung sollten sich auch in irgendeiner Weise im Foraminiferen/Coccolithen-Verhältnis widerspiegeln. Das ist aber nicht der Fall. Als Interpretationsmöglichkeit bietet sich nur ein primärer, absolut erhöhter Benthosanteil an; er besteht im wesentlichen aus Mollusken, Foraminiferen, Kieselschwämmen und Ostracoden.

Die Ursache für den erhöhten Benthosanteil dürfte hier wohl im Substrat und/oder einer allgemein erhöhten Fruchtbarkeit zu suchen sein (vgl. MÜLLER, 1975). Beide Argumente können nur auf den Einfluß des Senegals zurückgeführt werden, so daß das Plankton/Benthos-Verhältnis in seinem regionalen Verteilungsmuster in diesem Bereich den Schüttungsfächer des Senegals nachzeichnet.

### 5.5 Authigene Minerale

Die Genese authigener Minerale aus den Porenlösungen mariner Sedimente durch frühdiagenetische Pro-



zesse ist in den wesentlichen Teilen ihrer chemischen Abläufe und mineralischen Produkte kürzlich ausführlich behandelt worden (Suess, 1976). Die Neubildungen liegen häufig als Zemente, Krusten oder Aufwuchs vor; sie sind dann durch bloße REM-Untersuchungen nicht definitiv zu erkennen. Günstigere Verhältnisse liegen vor, wenn idiomorphe Kristalle oder Konkretionen entstehen, wie sie von Baryt in biogenen Kiesel-schwämmen beobachtet wurden (Suess, 1976) oder allgemein vom Pyrit als „Himbeerpyrit“ bekannt sind.

### 5.51 Pyrit — „Himbeerpyrit“

Der Pyrit, als einzige authigene minerogene Komponente in der vorliegenden Untersuchung ausgeschieden, tritt vorwiegend im Fein- und Mittelsilt in isolierten Aggregaten aus meist isomorphen Kleinkristallen auf. Es ist als deutlich untergeordnete Komponente maximal bis 2 % (Position 56) an der jeweiligen Teilfraktion beteiligt (vgl. Tabellen im Anhang). Regional ist er auf die feinkörnigen Sedimente am Kontinentalhang, bevorzugt in den Profilen Senegal, Nouakchott und Kap Timiris konzentriert, in denen auch höhere  $C_{org}$ -Gehalte vorkommen (vgl. Müller, 1975; Diester-Haass & Müller, 1979). In den Sedimenten auf dem Kap-Verde-Rücken fehlt er völlig.

In den Abbildungen 11–16 sind die geringen Pyritkonzentrationen in der Kategorie „Detritus indet.“ mit den sonstigen terrigen-detritischen Komponenten zusammengefaßt.

### 5.6 Terrigen-detritische Komponenten

Im Gegensatz zum biogenen Anteil ist der nicht-biogene, terrigen-detritische Sedimentanteil nur sehr grob untergliedert. Aus Tab. 4 im Anhang ist zu entnehmen, daß der terrigen-detritische Sedimentanteil neben dem in der Kategorie „Detritus indet.“ zusammengefaßten und nicht näher bestimmbareren Anteil im wesentlichen aus Quarz besteht und nur in sehr geringem Maße karbonatische Partikel enthält. Diese werden allein wegen ihres rhomboedrischen Habitus als Dolomit bezeichnet. Röntgenographisch konnte der Dolomit bisher noch nicht nachgewiesen werden (vgl. Lange, 1975). Daraus ergibt sich die für die weitere Betrachtung der Sedimente sehr wichtige Feststellung, daß die terrigen-detritische Komponente annähernd karbonatfrei ist. Ganz abweichende Verhältnisse zeigen dagegen die Sedimente des Persischen Golfes, wo etwa bis 52 % des Karbonats terrigen-detritischen Ursprungs sein könnte (vgl. Sabelko et al., 1973).

Phytolithe und Süßwasserdiatomeen, die in geringen Mengen im ganzen Untersuchungsgebiet auftreten, müssen ebenfalls dem terrigen-detritischen Sedimentanteil im weiteren Sinne zugerechnet werden. Zumindest im Norden muß ihr Vorkommen, wegen der fehlenden Flußzufuhr, mit äolischem Transport

erklärt werden. Im Süden ist mit dem Senegal dagegen auch eine fluviatile Einschüttung möglich.

Die Diatomeen sind in der Regel zahlreicher als die Phytolithen. Diese sind in den südlichen Bereichen jedoch relativ häufiger; das könnte als Einfluß unterschiedlicher Liefergebiete — im Norden Wüstengürtel, im Süden Graslandgürtel — gedeutet werden. Die leichte Transportierbarkeit und die starke Durchmischung bei einem äolischem Transport dürfte einer weiteren Interpretation enge Grenzen setzen.

### 5.61 Quarz

Der Quarz ist im ganzen Untersuchungsgebiet die häufigste Siltkomponente. In allen Profilen (Abb. 11 bis 16) zeigt sich die gleiche Tendenz. Allgemein schon hohe Konzentrationen finden sich auf dem Schelf. Sie gehen mit zunehmender Wassertiefe in maximale Quarzgehalte auf dem oberen Hang über, um von dort mit zunehmender Küstenentfernung kontinuierlich geringer zu werden. In der Fußregion werden auf dem Kap-Verde-Rücken mit 29–32 % die niedrigsten Quarzkonzentrationen im Silt festgestellt.

Die regionale Verteilung (Abb. 21) zeigt neben diesem mit der Küstenentfernung verlaufenden Trend eine deutliche Zunahme der Quarzkonzentration von Norden (Kap Bojador 29–37 %, Kap Barbas 29–43 %) nach Süden (Kap Timiris 50–82 %, Nouakchott 45–72 %).

Innerhalb des Silts zeigt sich eine Zunahme der Quarzkonzentration vom Fein- zum Grobsilt. Dies ist einmal ein Effekt der mit abnehmender Korngröße abnehmenden Bestimmbarkeit nicht-biogener Partikel, zum andern jedoch auch der im Grobsilt absolut zunehmenden Quarzkonzentration. Das ist in allen Proben gleich, besonders deutlich aber in den Profilen Kap Timiris und Nouakchott am entsprechenden Karbonatminimum im Grobsilt zu verfolgen (vgl. Tab. 3 im Anhang).

### 5.62 Detritus indet.

Diese Komponenten-kategorie enthält in den Abbildungen 11–16 alle nicht-biogenen Partikel außer Quarz. Sie ist damit ein Sammeltopf für untergeordnete Komponenten wie Glimmer, Dolomit usw., enthält zum anderen weitere nicht bestimmbarere Partikel. Die Bestimmbarkeit terrigen-detritischer Partikel ist weitgehend von der Korngröße abhängig und nimmt mit abnehmender Korngröße rasch ab. Da in allen Profilen der Feinkornanteil mit der Wassertiefe deutlich zunimmt (Abb. 4–9) ist es aus den o. a. Gründen nicht verwunderlich, daß auch der unbestimmbare Detritus in allen Profilen mit der Wassertiefe zunimmt.

Aus den angeführten Gründen und wegen der sehr heterogenen Zusammensetzung ist es nicht angebracht, die Kategorie „Detritus indet.“ als selbständige



Komponente zu betrachten. Sie sollte immer in direkter Verbindung mit der Quarzkomponente gesehen werden.

## 6. Transport und Verteilung der terrigen-detritischen Komponente

### 6.1 Fluvio-marin transportierter Anteil

Fluvio-marin transportiertes Material ist auf den Einflußbereich des Senegals beschränkt. Nach KIPER (1977) transportiert der Senegal im Deltagebiet eine rein fluviale, suspendierte Schwebfracht sowie eine Grobsilt-Quarz-Komponente, die durch laterale Windstaubbzufuhr ergänzt wird.

Der Siltanteil des Senegals ist vermutlich insgesamt primär hauptsächlich auf laterale Zufuhr von Windstaub, der im Unterlauf des Flusses eingeweht worden ist, zurückzuführen; darauf deutet auch der im Senegalsediment nur etwas geringere Farbquarzgehalt hin (KIPER, 1977).

Der Karbonatgehalt des Senegalsediments ist sehr gering; ein direkter Vergleich mit den feinkornreichen marinen Sedimenten ist jedoch schwierig, da bei KIPER (1977) nur die Grobfraction analysiert wurde.

Die Schwebfracht, d. h. die Tonfraktion, ist daher in den Sedimenten am Kontinentalrand der eigentliche Hinweis auf den Einfluß des Senegals. In der Kornverteilung äußert sich dies am hohen Anteil der  $< 2 \mu\text{m}$ -Fraktion im Profil Senegal (Position 51, 46 und 37; Abb. 8) und in abgeschwächter Form weiter im Norden in den tieferen Teilen im Profil Nouakchott (Position 56 und 55; Abb. 7). Demnach wird das Feinmaterial mehr als 200 km in westliche Richtung und geringfügig weniger in nördliche Richtung von der Senegalmündung aus verteilt. Eine entsprechende Ausbreitung des Senegalmaterials wurde auch von LANGE (1975) aufgrund der Tonmineralverteilung angenommen.

Innerhalb der Siltfraktion deutet nur das Verteilungsmuster des Plankton/Benthos-Verhältnisses (Abb. 2) auf einen weit nach Westen reichenden Einfluß der Senegalsedimente.

### 6.2 Äolisch transportierter Anteil

Der weitaus größte Teil der terrigen-detritischen Komponente, die im Untersuchungsgebiet zur Ablagerung kommt, wird durch Wind transportiert und verteilt. Als unerschöpfliche Quelle steht dafür die Sahara zur Verfügung, die in ihrer ganzen Nord-Süd-Ausdehnung an das Untersuchungsgebiet grenzt und das Material liefert, das mit dem Harmattan-Wind und dem NE-Passat über weite Gebiete des Atlantiks verteilt wird.

Der bodennahe Windsandtransport wurde von SARNHEIM & WALGER (1974) behandelt. Sie konnten zeigen, daß Windsand (Dünen) heute nur auf einem 80 km breiten Streifen die Küste erreicht. Dieses

Material wird wegen der groben Sandkorngrößen aber noch im Strandbereich abgelagert.

Weitaus bedeutendere Mengen werden als Windstaub transportiert. Dieser Vorgang ist in seinen grundsätzlichen Zusammenhängen bekannt (PROSPERO et al., 1970; PROSPERO & CARLSON, 1972; JUNGE, 1977; SCHÜTZ, 1977, 1979). Er findet in höheren Luftstockwerken zwischen 1500 m und 5000 m statt und beeinflusst das Untersuchungsgebiet in seiner ganzen Nord-Süd-Er Streckung. Die Sedimentation erfolgt durch gravitative Sonderung aus der Luft. Dabei nimmt mit

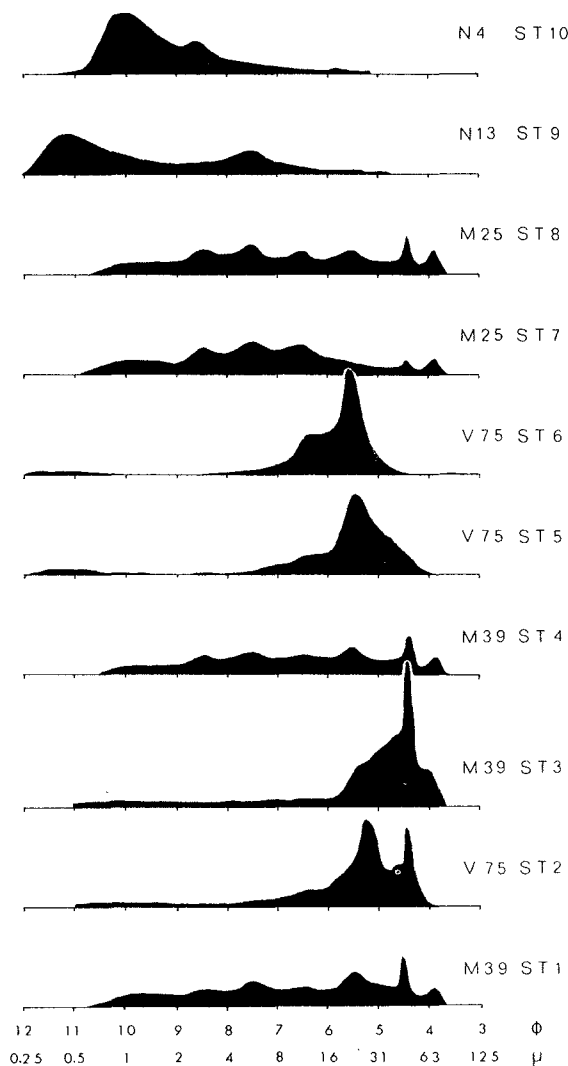


Abb. 22. Häufigkeitsverteilungen von Windstaub aus dem Seegebiet westlich Kap Timiris und Nouakchott. Die Verteilungen ST1, ST4, ST7 und ST8 zeigen Windstäube, die über mehrere Tage hinweg in den Luftfilteranlagen von F.S. „Meteor“ gesammelt wurden. Sie stellen den ständig in der Luft befindlichen Staub dar. Die Verteilungen ST2, ST3, ST5 und ST6 zeigen Windstäube, die während episodischer, starker Staubfälle in Verbindung mit Staubstürmen von den Schiffsaufbauten von F.S. „Meteor“ und F.S. „Valdivia“ gesammelt wurden (aus BEIN & FÜTTERER, 1977).

Fig. 22. Grain size frequency distributions of eolian dust samples from the SE-Atlantic off Cape Timiris and Nouakchott (from BEIN & FÜTTERER, 1977).

der Entfernung vom Land die Staubmenge und die jeweilige Korngröße ab. Die Korngrößen, die so im Untersuchungsgebiet zur Ablagerung kommen, umfassen das von Lössen her bekannte Spektrum, im wesentlichen Silt, weniger Tonkorngrößen und nur selten Feinsand. Die Fluktuation dieser Staubablagerungen im südöstlichen Nord-Atlantik während der letzten 20 000 Jahre nach Intensität und Raum wurde kürzlich von KOOPMANN (1979) ausführlich behandelt.

Einen Eindruck der möglichen Kornspektren können die Häufigkeitsverteilungen der Abbildung 22 von Staubproben vermitteln, die auf verschiedenen Fahrten an Bord von F. S. „Meteor“ und R. F. „Valdivia“ vor NW-Afrika gesammelt worden sind. Dabei fällt die große Ähnlichkeit mit den Häufigkeitshistogrammen der biogenarmen Sedimente vom Kontinentalhang vor Nouakchott und Kap Timiris auf (Abb. 6, 7). Der Karbonatgehalt dieser Staubproben ist durchweg sehr gering. Er beträgt überwiegend  $< 1\%$ – $5\%$ , nur in seltenen Fällen bis  $8\%$ . Dies bestätigt die Feststellung der Komponentenanalyse, daß die terrigen-detritische Komponente extrem karbonatarm ist; es erklärt darüber hinaus die niedrigen Karbonatwerte in den Grobsilt-Fractionen  $20\text{--}40\ \mu\text{m}$  (vgl. Tab. 3 im Anhang).

Entsprechend der allgemeinen Vorstellung von der gravitativen Transportsonderung müssen mit zunehmender Küstenentfernung die aus der Luft in das Meer sedimentierenden Partikel im Mittel kleiner werden und ihr Gesamtvolumen, d. h. die Menge, kontinuierlich abnehmen. Eine entsprechende graduelle Abnahme der Korngrößen ist tatsächlich in den Sedimenten der Profile Kap Timiris und Nouakchott etwa von der Schelfkante ab zu beobachten; auf den nördlichen Profilen zeigt sich ein entsprechender Effekt erst auf dem oberen Hang.

Nach LEPPLE (1975) sollen  $90\%$  des gesamten Windstaubes auf den ersten  $50\ \text{km}$ , das bedeutet im wesentlichen über dem Schelf, ausfallen. Nach den auf ein größeres Areal bezogenen Modellrechnungen von JAENICKE (1977, 1979) ist es erheblich weniger (ca.  $50\%$  auf den ersten  $500\ \text{km}$ ). Grundsätzlich ist aber anzunehmen, daß ein beträchtlicher Teil der Windstaubmenge mit Korngrößen vom Grobsilt bis Feinsand schon über dem Schelf niedergeht und zu einer entsprechenden Sedimentation von Feinsediment führt. Dieses Feinmaterial ist auf dem gesamten Schelf jedoch nicht vorhanden (das Feinmaterial vor der Senegalmündung ist fluviatil eingeschüttet, vgl. LANGE, 1975). Es muß deshalb angenommen werden, daß die Wasserbewegung auf dem Schelf ausreicht, eine endgültige Sedimentation dieses siltigen Windstaubmaterials zu verhindern und es über die Schelfkante auf den Kontinentalhang zu transportieren. Ein gerichteter Strömungstransport muß nicht unbedingt vorliegen; eine ständige Umlagerung in unterschiedliche Richtungen kann in ihrer vektoriellen Addition zu einem ablandigen Transport über die Schelfkante hinaus füh-

ren. Unterhalb der Schelfkante muß es demnach zu einer erhöhten Sedimentation von Siltmaterial kommen. Die Tiefenlage dieser Siltanreicherung ist von der Menge des angelieferten Materials und der Effektivität des Transportmechanismus abhängig: In den südlichen Profilen (Nouakchott und Kap Timiris) kommt es daher schon in höheren Hangbereichen zu größeren Grobsiltkonzentrationen als im Norden vor Kap Bojador und Kap Barbas, wo insgesamt weniger Windstaub angeliefert wird. Mit zunehmender Wassertiefe und Landentfernung sollte das Sediment außerdem kontinuierlich feiner werden, ein Effekt sowohl der äolischen Anlieferung als auch der zusätzlichen Sortierung beim Hangabtransport (vgl. Abb. 4–8). Nach den bisherigen Beobachtungen scheint das als Windstaub eigewehete terrigen-detritische Material in Tiefen um  $1000\ \text{m}$  zur Ruhe zu kommen (vgl. LANGE, 1975; BEIN & FÜTTERER, 1977).

Abweichend von diesen Verhältnissen, sind im Profil Kap Bojador biogene Flachwasserpartikel bis auf den Kontinentalfuß (Positionen 01 und 09) zu verfolgen. Nach LUTZE et al. (1979) können in den pleistozänen Sedimenten der Position 09 bis zu einem Drittel der Sandfraktion (hauptsächlich  $63\text{--}125\ \mu\text{m}$ ) durch Hangabtransport vom Schelf her eingeschüttet worden sein. Unterschiede zwischen Warm- und Kaltphasen konnten nicht gefunden werden. Es wäre zu überprüfen, wie weit der Kontinentalfuß zwischen Kap Bojador und den Kanarischen Inseln durch das südmarokkanische Schelfgebiet vor Kap Juby (Nordgrenze der vollariden Sahara) beeinflusst wird.

## 7. Karbonatgehalt

### 7.1 Siltfraktion

Ein Ergebnis der Komponentenanalyse ist die Feststellung, daß die terrigen-detritische Komponente im Silt nahezu karbonatfrei ist (Kap. 5). Daraus folgt, daß der Karbonatgehalt der Siltfraktion im Untersuchungsgebiet wiederum fast ausschließlich biogener Entstehung sein muß.

Die regionale Verteilung des Karbonats (Abb. 23) vermittelt folglich einen Eindruck der relativen Sedimentationsverhältnisse zwischen der autochthonen Biogenkomponente und der allochthonen terrigen-detritischen Sedimentkomponente. Wird am Kontinentalrand weiträumig eine vergleichbare karbonatische Biogenakkumulation angenommen — alle Ergebnisse der Komponentenanalyse lassen keinerlei wesentliche Abweichung erkennen —, dann hängt der Karbonatgehalt im Sediment nur noch von der Verdünnung durch die nicht-karbonatische, terrigen-detritische Komponente ab.

Das Karbonatverteilungsmuster im Silt ist sehr gleichmäßig. Es zeigt mit der Entfernung vom Land ansteigende Karbonatgehalte; das steht im Einklang mit der in gleicher Richtung abnehmenden Staubfallin-

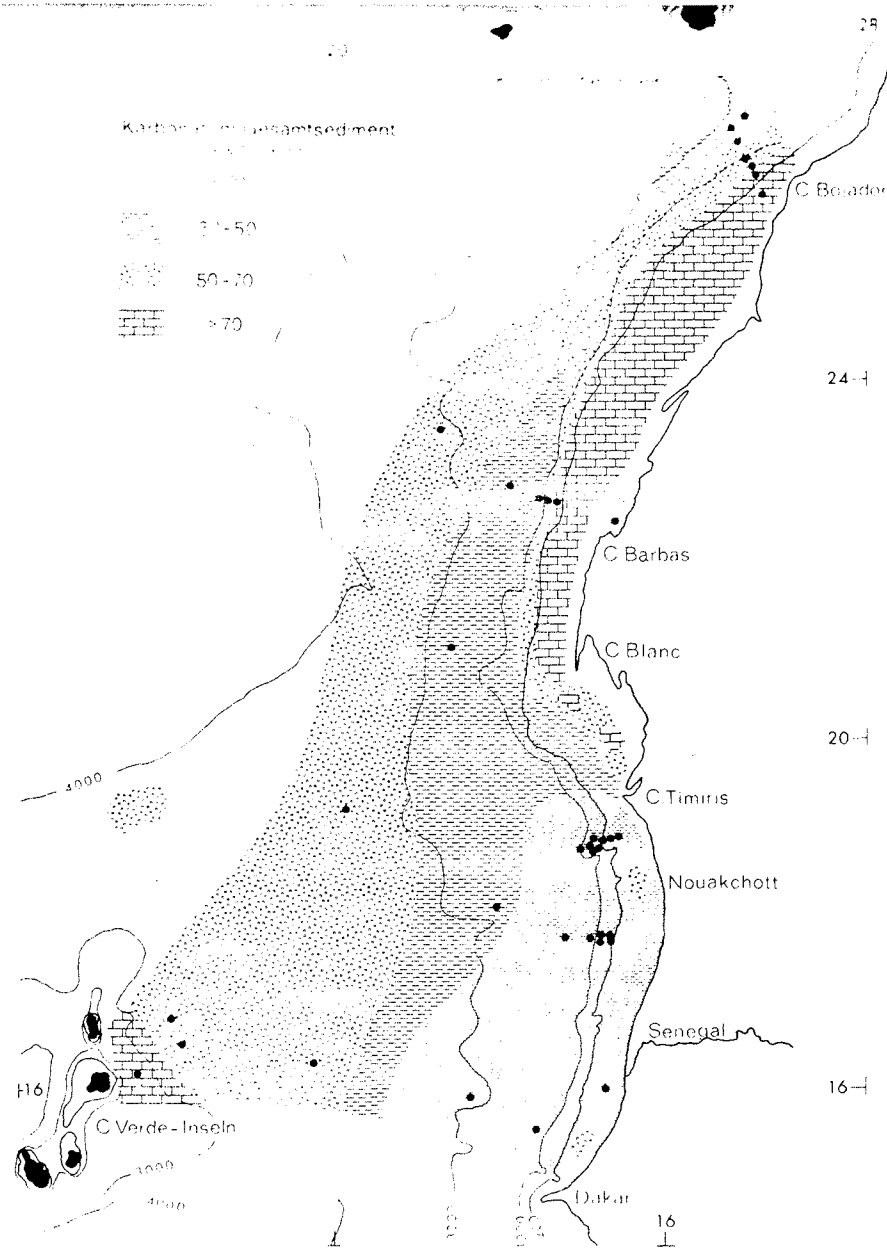


Abb. 24. Regionales Verteilungsmuster des Karbonatgehaltes im Gesamtsediment (u. a. nach Daten von McMASTER & LACHANCE, 1969; LANGF, 1975; SUMMERHAYES et al., 1976; EINSELE et al., 1977; BEIN & FÜTTERER, 1977).

Fig. 24. Regional distribution pattern of the carbonate content of the bulk sediment.

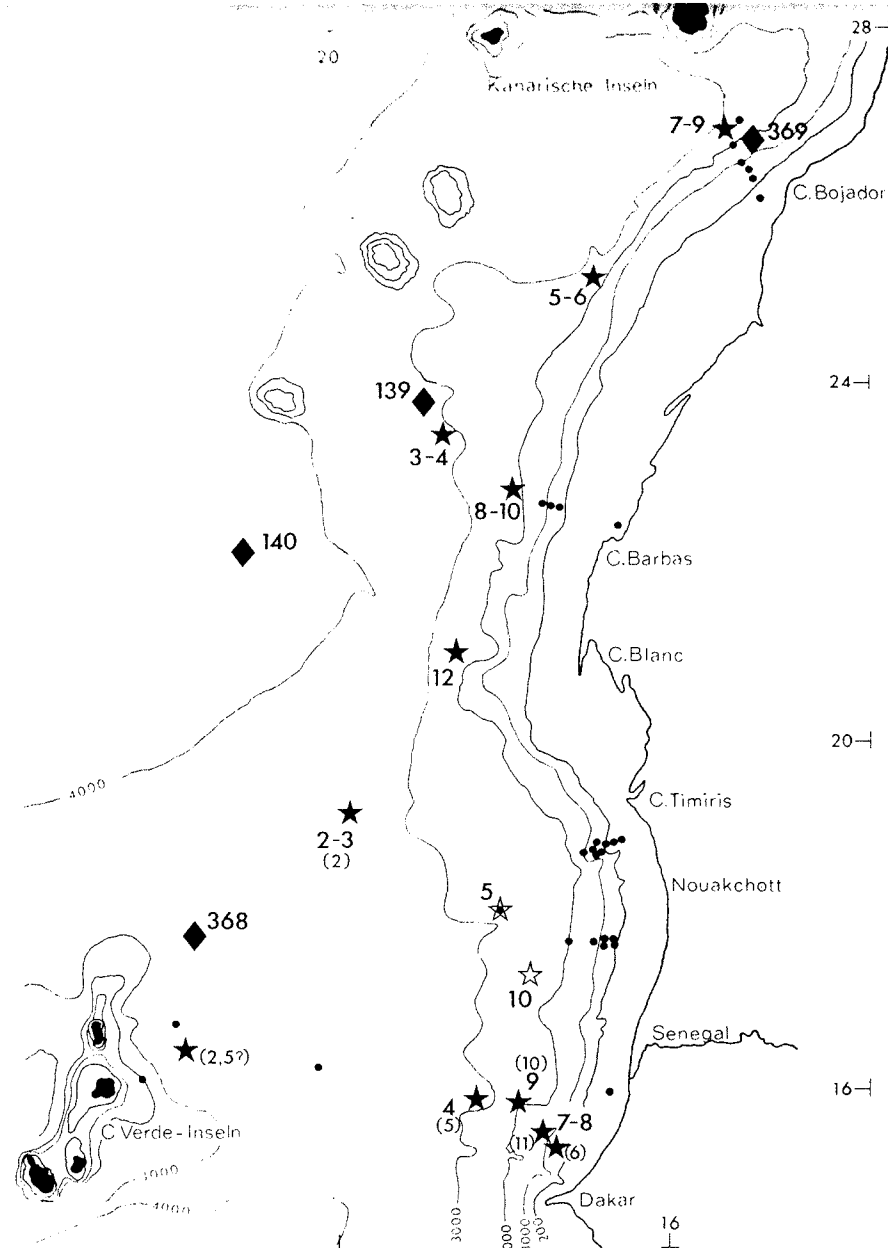


Abb. 25. Sedimentationsraten der holozänen Sedimente in cm/1000 Jahren (nach DIESTER-HAASS et al., 1973; DIESTER-HAASS, 1975, Werte in Klammern; PFLAUMANN, 1975 u. unveröff. Daten (offene Sterne); THIEDE, 1977; LUTZE et al., 1979).

Fig. 25. Sedimentation rates of Holocene sediments in cm/1000 years.

tensität. Eine auffällige Erscheinung ist die südlich der Banc d'Arguin, im Bereich der Profile Kap Timiris, Nouakchott und Senegal, anschließende und sich in SSW-Richtung kontinuierlich verbreiternde, sehr karbonatarme Zone. Dieser Bereich kann nur als die Zone des intensivsten Staubfalles interpretiert werden. Der südlichste Bereich wird dabei sicher auch von der fluvialen Einschüttung des Senegals beeinflusst.

Innerhalb des Silts liegen minimale Karbonatwerte überwiegend im Grobsilt. Mit zunehmender Wassertiefe erfolgt im Bereich des Kontinentalfußes eine Verlagerung zum Mittelsilt. Eine weitere Verschiebung des Karbonatminimums zu kleineren Korngrößen bei zunehmender Wassertiefe ist in den Profilen Kap Timiris und Nouakchott auch schon innerhalb des Grobsilts zu beobachten.

Aus der Tabelle 3 (im Anhang) und Abb. 4–9 wird deutlich, daß in allen Proben, bis auf die feinkornarmen Schelfpositionen, niedrige Karbonatwerte und hohe Fraktionsanteile der Kornverteilung parallel verlaufen und mit ihren jeweiligen Extremwerten im Silt konzentriert sind. Dies Karbonatminimum/Siltmaximum ist im wesentlichen Ausdruck der Häufigkeit der terrigen-detritischen Komponente.

Das entsprechende relative Karbonatmaximum im Feinsilt resultiert allein aus der Coccolithenkomponente, während das Grobsiltmaximum im wesentlichen auf planktonische Foraminiferen und nur untergeordnet auf diverses Benthos zurückgeht.

## 7.2 Gesamtsediment

Im Gegensatz zur sehr gleichmäßigen Karbonatverteilung im Silt zeigt die Karbonatverteilung des Gesamtsediments ein differenzierteres Bild (Abb. 24). Das Grundmuster ist südlich Kap Blanc nahezu identisch, doch zeigen sich besonders auf den nördlichen Profilen Kap Bojador und Kap Barbas auf dem Schelf und auf dem oberen Hang teilweise stark abweichende Verhältnisse, die ihre Erklärung in Verteilung und Transport der äolischen terrigen-detritischen Komponente finden.

Die hohen Karbonatgehalte der Schelfsedimente sind hier im wesentlichen an grobkornreiche, biogene Reliktsedimente gebunden (SUMMERHAYES et al., 1976). Der unmittelbare Küstenbereich zeigt kleinräumig sehr stark wechselnde Verhältnisse (vgl. LANGE, 1975; EINSELE et al., 1977; KIPER, 1977), während die allgemein höheren Karbonatgehalte im pelagischen Bereich vorwiegend auf zunehmende Foraminiferen-Sandanteile sowie auf hohe, von Coccolithen gebildete Karbonatwerte in der Tonfraktion, zurückzuführen sind. Generalisierend kann jedoch gesagt werden, daß am Kontinentalrand zwischen Kanaren und Kap Verde Inseln der Karbonatgehalt des Gesamtsediments mit der Korngröße zunimmt und das Karbonat ausschließlich biogener Herkunft ist. Dann spiegeln niedrige Werte in der Karbonatverteilung einen zunehmenden

Feinanteil, d. h. einen zunehmenden Anteil terrigen-detritischer Komponente wider.

## 8. Sedimentationsraten und Mengenzufluss

Die Ergebnisse der Komponentenanalyse enthalten keine Parameter, die unmittelbar eine quantitative Abschätzung der Sedimentationsraten zulassen würden. Wohl lassen sich aus den relativen Häufigkeiten der Komponenten im Vergleich untereinander, besonders im Vergleich mit der terrigenen Komponente und den Sedimentverteilungshistogrammen, gewisse vergleichende Schlüsse ziehen. Sie müssen aber immer auf den engeren regionalen Bereich beschränkt bleiben.

Quantitative Modellberechnungen des Windstaubtransportes und der daraus resultierenden Staubsedimentation wurden in jüngster Zeit von SCHÜTZ (1977) und JAENICKE (1979) durchgeführt. Danach werden zwischen 15° N–24° N  $260 \times 10^6$  t/J. (JAENICKE, 1979) Windstaub aus der Sahara auf den Atlantik hinaus transportiert. Davon wird auf den ersten 1000 km etwa  $\frac{1}{3}$  sedimentiert, der größte Teil im unmittelbaren Schelfbereich. Das führt zu einer rechnerischen Windstaubsedimentation am Meeresboden von 6 cm/1000 J. Dieser Wert muß als zu hoch angesehen werden (s. u.). Wegen der Überlagerung von NE-Passat und täglicher See-Land-Wind-Zirkulation, nach JAENICKE (1979) bis in 300 km Küstenentfernung, ist eine genauere modellhafte Behandlung mit zusätzlicher Unsicherheit behaftet, vor allem im geologisch-sedimentologisch interessanten Bereich über dem Schelf und Kontinentalhang. Der diskutierte Sedimenttransport auf dem Schelf und Hang erschwert eine Abschätzung der Sedimentation noch weiter. KOOPMANN (1979) diskutiert einen Schätzwert für die Terrigensedimentation im Zeitraum von 0–4000 J. v. h. von  $45 \times 10^6$  t/J.

Um die wesentlichen Komponenten des Silts in ihrer quantitativen Bedeutung für die Sedimentbildung am Kontinentalrand abschätzen zu können, steht nur der Umweg über die Sedimentationsrate des Gesamtsediments zur Verfügung. In der jüngeren Literatur bieten sich dafür eine Anzahl Daten an, die sich einigermaßen gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilen, jedoch noch sehr viele Fragen offen lassen (Abb. 25). Die Daten stammen bis auf die vom fluvio-marinen Senegal-Profil im wesentlichen vom Kontinentalfuß und dem tiefsten Hang. Die größten Lücken finden sich einerseits am Kontinentalhang im Tiefenbereich um 1000 m; nach der Komponentenanalyse sollten hier die höchsten Sedimentationsraten zu erwarten sein. Zum anderen sollten höhere Werte im Bereich des intensivsten Staubfalles in den Profilen Kap Timiris und Nouakchott auftreten. Die rein pelagische, vom bodennahen Sedimenttransport unabhängige Sedimentationsrate beträgt auf der kuppenartigen

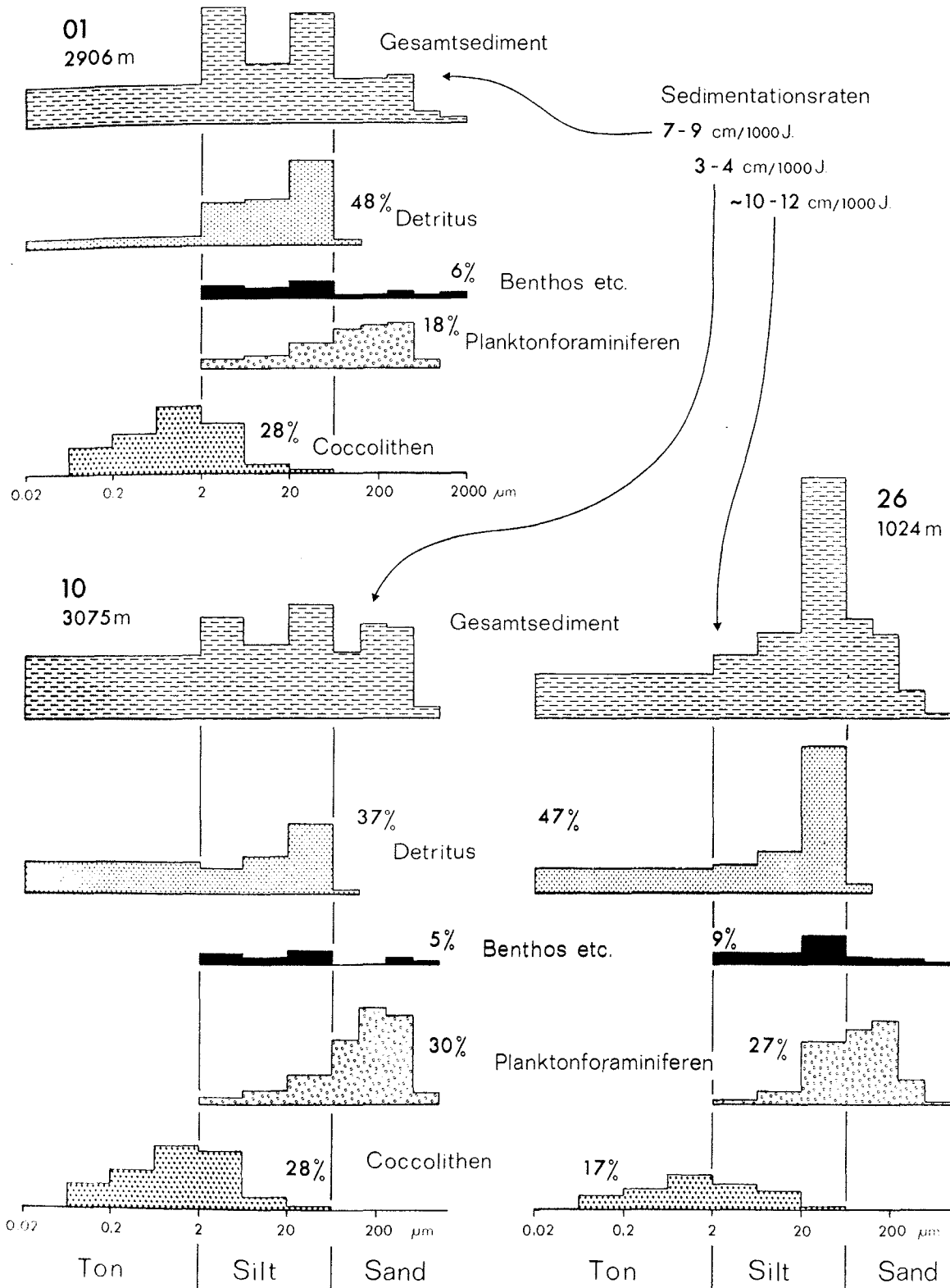


Abb. 25. Quantitative Verteilung der wichtigsten Komponenten der Sedimente am Kontinentalrand vor Kap Bojador und Kap Barbas.

Fig. 26. Quantitative distribution of the main constituents of surface sediments on the continental margin off Cape Bojador and Cape Barbas.

Aufwölbung bei 18° N/18° W (Position 89 im Profil Timiris) auf dem Kontinentalfuß 5 cm/1000 J. In gleicher Wassertiefe, nur wenig südlich, wird unter dem Einfluß des bodennahen Hangabtransports auf der Position 92 ein Wert von 10 cm/1000 J. erreicht.

Insgesamt stimmt das generelle Muster der Sedimentationsraten gut mit der Karbonatverteilung in den Sedimenten überein (Abb. 23 und 24). Hohe Sedimentationsraten entsprechen niedrigen Karbonatwerten.

Wie sich der Silt mit seinen wesentlichen Komponenten quantitativ in die Komponentenverteilung des Gesamtsediments einordnet, ist an repräsentativen Proben der Profile Kap Bojador (Position 01) und Kap Barbas (Positionen 10 und 16) in Abb. 26 dargestellt. Die Daten für die Sandfraktion sind durch eine einfache Grobfraktionsanalyse (SARNTHEIN, 1971), die der Tonfraktion durch Interpolation aus dem Karbonatgehalt und qualitativen REM-Untersuchungen errechnet worden.

In den Sedimenten vom Kontinentalfuß (Positionen 01 und 10) wird deutlich, daß die mehrgipfelige Kornverteilung Ausdruck der verschiedenen, voneinander unabhängigen Sedimentkomponenten ist; es zeigt sich 1. ein Coccolithenmaximum im Ton/Silt-Bereich, 2. ein terrigen-detritisches, vorwiegend aus Quarz bestehendes Maximum im Grobsilt und 3. ein Planktonforaminiferen-Maximum im Fein-/Mittelsand-Bereich. Benthos und sonstige Planktonkomponenten spielen keine sedimentbildende Rolle.

Tabelle 2. Akkumulationsraten der wesentlichen Komponentengruppen am Kontinentalfuß in  $\text{g cm}^{-2} 10^{-3}$  Jahren.

Table 2. Accumulation rates of main constituents at the continental rise calculated as  $\text{g cm}^{-2} 10^{-3}$  years.

	01	10
Gesamtsediment	14,2—18,4	6,1—8,2
Detritus	6,9— 8,8	2,2—3,1
Benthos etc.	0,8— 1,0	0,2—0,4
Planktonforaminiferen	2,6— 3,3	1,8—2,4
Coccolithen	4,1— 5,1	1,6—2,2

Eine Aufteilung der Akkumulationsraten des Gesamtsediments auf die Komponenten (Tab. 2) zeigt, daß die Werte für die Planktonforaminiferen in den allgemein diskutierten Größenordnungen ( $2 \text{ g cm}^{-2}/1000 \text{ J.}$ , BERGER, 1976) liegen. Dagegen erscheinen die Werte für die Coccolithenkomponente sehr hoch; es muß jedoch betont werden, daß quantitative Angaben über die Coccolithenkonzentration in den Sedimenten bisher sehr selten und auch noch unsicher sind.

Die Sedimente vom Kontinentalhang weisen dagegen eine weitgehend eingipfelige Kornverteilung auf (Abb. 5—7). Die Zergliederung in die einzelnen Komponenten zeigt jedoch wieder den gleichen Grundaufbau aus den drei Grundkomponenten (Abb. 26, Position 26). Die extrem dominierende Detrituskompo-

nente überdeckt die übrigen Teilmaxima fast völlig. Darüber hinaus werden durch den Hangabtransport (BEIN & FÜTTERER, 1977; LUTZE et al., 1979) Benthos und terrigener Detritus im Grobsilt zusätzlich angereichert.

Angaben über die Sedimentationsraten auf dem Kontinentalhang außerhalb des durch die Senegalschüttung beeinflussten Senegal-Profiles (bis 10 cm/1000 J.) stehen bisher noch nicht zur Verfügung. Nach der allgemeinen Situation (Abb. 25) und den Ergebnissen der Komponentenanalyse (Abb. 12) wird die Sedimentationsrate auf 10—12 cm/1000 J. geschätzt. Nach KUDRASS (1973) beträgt die Sedimentation am marokkanischen Kontinentalhang vor Kap Mazagan (33° N) mit einem semiariden Hinterland 4 cm/1000 J., am portugiesischen Kontinentalhang vor Kap Sines (38° N) mit einem schwach humiden Hinterland dagegen 20—30 cm/1000 J. Die Unterschiede in beiden Gebieten sind, bei vergleichbarer Biogenakkumulation, im wesentlichen eine Folge der klimatisch bedingten unterschiedlichen (fluviatilen) Anlieferung von Terrigenmaterial. Im Vergleich mit den Werten von Kap Mazagan ist die Sedimentationsrate am Kontinentalhang vor der vollariden Sahara ( $\sim 10\text{--}12 \text{ cm}/1000 \text{ J.}$ ) sehr hoch. Die wesentliche Ursache hierfür ist der hangabwärts gerichtete Partikel-Transport. Über dem Schelf niedergehendes äolisches Material wird ständig umgelagert und kommt erst auf dem tieferen Kontinentalhang zur Ruhe. Umlagerung und Hangabtransport machen sich im Sediment in erhöhten Benthos- und Detritusanteilen bemerkbar (Abb. 26).

## 9. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die rezenten Sedimente des NW-afrikanischen Kontinentalrandes zwischen den Kanaren und Kap Verde Inseln werden außerhalb des im Norden mit biogenen Reliktsanden und im Süden mit biogen/minerogen reliktschen Mischsanden bedeckten Schelfes ganz wesentlich von Silt aufgebaut (vgl. Abb. 10). Höhere Tonanteile finden sich nur in den landfernen Sedimenten des Kontinentalfußes und auf dem Schelf vor der Senegalmündung als fluvio-marine Prodeltaablagerungen.

Die quantitative Komponentenanalyse des Silts zeigt, daß der karbonatische Anteil fast ausschließlich biogener Entstehung ist und sich im wesentlichen aus planktonischen Komponenten, Foraminiferen und Coccolithen, zusammensetzt; Pteropoden können lokal (um die Kap Verde Inseln und im Profil Kap Bojador) als weitere Planktonkomponente dazutreten.

Opal-schaliges Plankton (Diatomeen und Radiolarien) ist überall nur in äußerst geringen Mengen vorhanden. Im Silt sind somit keinerlei Hinweise auf erhöhte Opalakkumulation in Zusammenhang mit den NW-afrikanischen Auftriebswassergebieten erkennbar.



Benthos (vor allem Foraminiferen und Mollusken) ist in schelfnahen Proben relativ häufiger als auf dem Kontinentalhang oder Fuß (parallel dazu erfolgt jedoch eine absolute Abnahme des Silts im Sediment), insgesamt jedoch auch eine untergeordnete Komponente. Vor der Senegalmündung entsteht, vermutlich begünstigt durch die dortigen Weichsedimente (reine Silt-Ton-Sedimente), eine spezifische Molluskenkomponente.

Flachwasser-Benthos (Rotalgen, Ascidien-Sklerite und Bohrspäne von Schwämmen) kann als Indikator für hangabwärts gerichteten Partikeltransport am Kontinentalhang herangezogen werden. Es ist, im wesentlichen abhängig von der Partikelgröße, bis auf den Kontinentalfuß zu verfolgen.

Süßwasserdiatomeen und Phytolithen sind Indikatoren für äolischen Transport; sie können mit Einschränkungen zur groben Charakterisierung der Herkunftsgebiete gebraucht werden.

Die nicht karbonatische, terrigen-detritische Siltkomponente besteht vorwiegend aus Quarz und ist hauptsächlich im Grobsilt konzentriert; im Feinsilt treten zunehmend Glimmer und Aggregate hinzu. Diese Komponente wird als Windstaub mit dem Harmattan und dem NE-Passat aus der Sahara herantransportiert und besteht daher weitgehend primär aus Siltkorngrößen („Löss“).

Die Karbonatverteilung im Silt und detaillierter noch im Gesamtsediment, spiegelt unmittelbar die relativen Verhältnisse zwischen der autochthonen biogenen, planktonisch-benthonischen Karbonatkomponente und der allochthonen, terrigen-detritischen Windstaubkomponente wider.

Die Staubfallintensität, aus der regionalen Karbonatverteilung abgeschätzt, nimmt von Norden nach Süden zu und erreicht südlich der Banc d'Arguin in den Profilen Timiris und Nouakchott ihr Maximum. Weiter südlich erfolgt eine Vermischung mit den fluviomarine Sedimenten des Senegals. Eine Unterscheidung nach der Transportart ist im Silt nicht möglich, indirekte Hinweise auf Senegaleinfluß zeigen das Plankton-Benthos-Verhältnis und die Verteilung der Tonfraktion.

Über dem Schelf ausfallendes Windstaubmaterial wird zusammen mit dem feinkörnigen Biogenmaterial über die Schelfkante hinaus auf den Kontinentalhang transportiert. Ein Korn-für-Korn-Transport hangabwärts ist aufgrund von Flachwasserpartikeln im Tiefwasserbereich und einer kontinuierlichen Kornverfeinerung in den Proben mit zunehmender Wassertiefe anzunehmen. Bei etwa 1000 m Wassertiefe kommt dieses Sediment weitgehend zur Ruhe, so daß in diesem Tiefenbereich die höchsten Akkumulationsraten zu erwarten sind. Nach Schätzungen werden im Profil Barbas (Position 26) 10–12 cm/1000 J. erreicht, im Bereich der Profile Timiris und Nouakchott sind noch höhere Werte zu erwarten.

Die Sedimentationsraten (Abb. 25) sind im wesentlichen ein Abbild der Karbonatverteilung und damit der terrigen-detritischen Windstaubzufuhr; niedrige Karbonatwerte entsprechen hohen Sedimentationsraten und hoher Windstaubzufuhr.

Zusammensetzung und Verteilung der rezenten Silt-sedimente am Kontinentalrand vor NW-Afrika sind somit Ergebnis einer Überprägung der biogenen Anlieferung durch die ariden Klimaverhältnisse auf dem angrenzenden Kontinent.

## Dank

Die vorliegende Arbeit beruht auf Probenmaterial der „Meteor“-Fahrt 25 (1971) und der „Valdivia“-Fahrt 10–3 (1975), die beide unter der Fahrtleitung von Prof. Dr. E. SEIBOLD (Kiel) durchgeführt wurden; für Anregung, Hilfe und Kritik während der Arbeiten möchte ich ihm danken. Besonderer Dank gilt meinem Kollegen Dr. C. SAMTLEBEN (Kiel) für intensive Zusammenarbeit und Unterstützung durch Kritik und Vorschläge. Weiter möchte ich allen Kollegen vom Geologischen Institut in Kiel danken, die durch Diskussionen und Anregungen zu dieser Arbeit beigetragen haben. Für zuverlässige technische Hilfe möchte ich B. HECHT, U. SCHULDT und W. REIMANN herzlich danken.

Für kritische Durchsicht des Manuskripts bin ich Prof. Dr. W. BERGER (La Jolla) sowie Dr. W. PRANGE und Prof. Dr. M. SARNTHEIN (Kiel) dankbar.

Finanzielle Unterstützung wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des „Meteor“-Auswertungs-Programms gewährt.

## Literaturverzeichnis

- BERG, A. S. & FEJER, D. (1977): Texture and composition of continental shelf to rise sediments off the northwestern coast of Africa. — An indication for downslope transport. — *Mar. Geol.* (Ergbn. C, No. 27): 46–74.
- BERG, A. S. (1977): Heterogeneous deep sea sediments: Production, transport and interpretation. — In: RILEY, J. P. & GIBLIN, R. (Hrsg.), *Chemical Oceanography*, 2nd Ed., Vol. 5: 265–387, Academic Press: London/New York.
- BERG, A. S., EDMOND, J. M., KETTEN, D. R., BACON, M. P. & SHUKERS, W. B. (1977): The chemistry, biology, and vertical flux of particulate matter from the upper 400 m of the equatorial Atlantic Ocean. — *Deep Sea Res.* 24: 511–548.

- CALVERT, S. E. & PRICE, N. B. (1971): Recent sediments of the South West African shelf. — In: DELANY, F. M. (Hrsg.), *The Geology of the East Atlantic Continental Margin*, 4 Africa: 171–185, ICSU-SCOR Working Party 31 Symp., Inst. Geol. Sci. Rept., 70/16.
- CARLSON, T. N. & PROSPERO, J. M. (1977): Saharan air outbreaks: Meteorology, aerosols and radiation. — Rpt. U. S. Galt Central Program Workshop (NCAR), Boulder, Colorado, 57–78.
- DARWIN, C. (1846): An account of the fine dust which often falls on vessels in the Atlantic Ocean. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 2: 26–30.
- Deutsches Hydrographisches Institut (1960): *Handbuch der Westküste Afrikas*, 1. Teil von Cabo Espartel bis Calabar River, 606 S., Hamburg.

- DIESTER-HAASS, L. (1977): Radiolarian/planktonic foraminiferal ratios in a coastal upwelling region. — *J. Foram. Res.*, 7: 26–33.
- DIESTER-HAASS, L. & MÜLLER, P. J. (1979): Processes influencing sand fraction composition and organic matter content in surface sediments off W Africa (12–19° N). — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 31: 21–47.
- EHRENBERG, C.G. (1849): Passatstaub und Blutregen. Ein großes organisches unsichtbares Wirken und Leben in der Atmosphäre. — *Abh. Kgl. Akad. Wiss. Berlin*, 1847: 269–460, 1 Tab., 6 Taf.
- EINSELE, G., ELOUARD, P., HERM, D., KÖGLER, F.-C. & SCHWARZ, H.-U. (1977): Source and biofacies of Late Quaternary sediments in relation to sea level on the shelf off Mauritania, West Africa. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 26: 1–43.
- FAHRBACH, E. & MEINCKE, J. (1978): High frequency velocity fluctuations on a steep continental slope. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, A, No. 20: 1–12.
- FÜTTERER, D. (1977): Die Feinfraktion (Silt) in marinen Sedimenten des ariden Klimabereichs: Quantitative Analysemethoden, Herkunft und Verbreitung. — *Habil.-Schr., Fachber. Math.-Nat., Univ. Kiel*, 246 S., Tafelanhang.
- FÜTTERER, D. K. (1977): Late Neogene silt at the Sierra Leone Rise (Leg 41 Site 366): Terrigenous and biogenic components. — In: LANCELOT, Y., SEIBOLD, E. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*; Vol. 41: Washington (U.S. Government Printing Office), 1049–1059.
- GRIFFITHS, J. F. (1972): *Climates of Africa*; World Survey of Climatology, Vol. 10: 604 S., Elsevier: Amsterdam.
- HINZ, K., SEIBOLD, E. & WISSMANN, G. (1974): Continental slope anticline and unconformities off West Africa. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 17: 67–73.
- HONJO, S. (1976): Coccoliths: Production, transportation and sedimentation. — *Mar. Micropaleont.*, 1: 65–78.
- JACOBI, R. D. (1976): Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa. — *Mar. Geol.*, 22: 157–173.
- JAENICKE, R. (1979): Monitoring and critical review of the estimated source strength of mineral dust from the Sahara. — In: CH. MORALES (Hrsg.), *Saharan Dust*, Scope 14: 233–242.
- JUNGE, C. (1979): The importance of mineral dust as an atmospheric constituent. — In: CH. MORALES (Hrsg.), *Saharan Dust*, Scope 14: 49–60.
- KIPER, M. (1977): Sedimente und ihre Umwelt im Senegaldelta. — *Unveröff. Dipl.-Arb., Fachber. Math.-Nat., Univ. Kiel*, 59 S.
- KOLBE, R. W. (1957): Fresh-water diatoms from Atlantic deep-sea sediments. *Science*, 126: 1053–1056.
- KOOPMANN, B. (1979): Saharastaub in den Sedimenten des subtropisch-tropischen Nordatlantik während der letzten 20 000 Jahre. — *Unveröff. Diss., Fachber. Math.-Nat., Univ. Kiel*, 107 S.
- KOOPMANN, B., LEES, A., PIESSENS, P. & SARNTHEIN, M. (1979): Skeletal carbonate sands and wind-derived silty marls off the Saharan coast: Baie du Lévrier, Arguin Plattform, Mauritania. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 30: 15–57.
- KOOPMANN, B., SARNTHEIN, M. & SCHRADER, H.-J. (1978): Sedimentation influenced by Upwelling in the subtropical Baie du Lévrier (West Africa). — In: BOJE, R. & TOMCZAK, M. (Hrsg.), *Upwelling Ecosystems*, Springer: Berlin/Heidelberg, 282–288.
- KUDRASS, H.-R. (1973): Sedimentation am Kontinentalhang vor Portugal und Marokko im Spätpleistozän und Holozän. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 13: 1–63.
- LANGE, H. (1975): Herkunft und Verteilung von Oberflächensedimenten des westafrikanischen Schelfs und Kontinentalhanges. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 22: 61–84.
- LEPPE, F. K. (1975): Eolian dust over the North Atlantic Ocean. — *Ph. D. Thesis, Univ. Delaware*, 270 S.
- LUTZE, G., SARNTHEIN, M., KOOPMANN, B., PFLAUMANN, U., ERLKENKUSER, H. & THIEDE, J. (1979): „Meteor“ cores 12309: Late Pleistocene reference section for interpretation of the Neogene of Site 397. — In: VON RAD, U., RYAN, W. B. F., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 47/1, Washington (U.S. Government Printing Office), 727–739.
- MCINTYRE, A. & BE, A. W. H. (1967): Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean — I. Placoliths and cyrtoliths. — *Deep Sea Res.*, 14: 561–597.
- MCINTYRE, A. & MCINTYRE, R. (1971): Coccolith concentrations and differential solution in oceanic sediments. — In: FUNNELL, B. M. & RIEDEL, W. R. (Hrsg.), *The Micropaleontology of the Oceans*, Cambridge Univ. Press, 253–261.
- MCMASTER, R. L. & LACHANCE, T. P. (1969): Northwest African continental shelf sediments. — *Mar. Geol.*, 7: 57–67.
- MITTELSTAEDT, E. (1972): Der hydrographische Aufbau und die zeitliche Variabilität der Schichtung und Strömung im nordwestafrikanischen Auftriebsgebiet im Frühjahr 1968. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, A, No. 11: 1–57.
- (1974): Some aspects of the circulation in the northwest African upwelling area off Cape Blanc. — *Tethys*, 6: 89 bis 92.
- MITTELSTAEDT, E. & KOLTERMANN, K. P. (1973): On the currents over the shelf off Cape Blanc in the northwest African upwelling area. — *Dt. Hydrogr. Z.*, 26: 193–215.
- MÜLLER, P. (1975): Diagenese stickstoffhaltiger organischer Substanzen in oxischen und anoxischen marinen Sedimenten. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 22: 1–60.
- NEWTON, R. S., SEIBOLD, E. & WERNER, F. (1973): Facies distribution patterns on the Spanish Sahara continental shelf mapped with side-scan-sonar. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 15: 55–77.
- PFLAUMANN, U. (1975): Late Quaternary stratigraphy based on planktonic foraminifera off Senegal. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 23: 1–46.
- PROSPERO, J. M., BONATTI, E., SCHUBERT, C. & CARLSON, T. N. (1970): Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9: 287–293.
- PROSPERO, J. M. & CARLSON, T. N. (1972): Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western Equatorial North Atlantic Ocean. — *J. Geophys. Res.*, 77: 5255–5265.
- PROSPERO, J. M., SAVOIE, D. L., CARLSON, T. N. & NEES, R. T. (1979): Monitoring Saharan aerosol transport by means of atmospheric turbidity measurements. — In: CH. MORALES (Hrsg.), *Saharan Dust*, Scope 14: 171–186.
- RICHERT, P. (1975): Die räumliche Verteilung und zeitliche Entwicklung des Phytoplanktons mit besonderer Berücksichtigung der Diatomeen im N.W.-afrikanischen Auftriebswassergebiet. — *Unveröff. Diss., Fachber. Math.-Nat., Univ. Kiel*, 140 S.
- RONA, P. A. (1971): Bathymetry off central northwest Africa. — *Deep Sea Res.*, 18: 321–327.
- ROTH, P., BERGER, W. & MULLIN, M. M. (1975): Coccolith sedimentation by fecal pellets: Laboratory experiments and field observations. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86: 1079–1084.
- RUST, U. & WIENEKE, F. (1973): Bathymetrische und geomorphologische Bearbeitung von submarinen „Einschnitten“ im Seegebiet vor Westafrika. Ein methodischer Versuch. — *Münchener Geogr. Abh.*, 9: 53–68.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman — II. Quantitative Komponentanalyse der Grobfraktion. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 5: 1–113.
- SARNTHEIN, M. & WALGER, E. (1974): Der äolische Sandstrom aus der W-Sahara zur Atlantikküste. — *Geol. Rdsch.*, 63: 1065–1087.
- Schütz, L. (1979): Sahara dust transport over the North Atlantic Ocean—Model calculations and measurements. — In: CH. MORALES (Hrsg.), *Saharan Dust*, Scope 14: 267–277.
- SEIBOLD, E. (1972): Cruise 25/1971 of R.V. „Meteor“: Continental margin of West Africa, general report and preliminary results. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 10: 17–38.

- SEIBOLD, E., DIESTER-HAASS, L., FÜTTERER, D., LANGE, H., MÜLLER, P. & WERNER, F. (1973): Holocene sediments and sedimentary processes in the Iranian part of the Persian Gulf. — In: PURSER, B. H. (Hrsg.), *The Persian Gulf*, Springer: Berlin, 57–80.
- SEIBOLD, F. & Fahrtteilnehmer (1975): Bericht über den 3. Fahrtabschnitt der „Valdivia“-Westafrikafahrt 1975 (VA-10-3). — Unveröff. Ber., Geol. Paläont. Inst., Univ. Kiel, 60 S.
- SEIBOLD, E. & HINZ, K. (1974): Continental slope construction and destruction, West Africa. — In: BURK, C. A. & DRAKE, C. L. (Hrsg.), *The Geology of Continental Margins*, Springer: Berlin, 176–196.
- (1976): German cruises to the continental margin of north west Africa in 1975: General reports and preliminary results from „Valdivia“ 10 and „Meteor“ 39. — „Meteor“ Forsch.-Ergebn., C, No. 25: 47–80.
- SHAFFER, G. (1976): A mesoscale study of coastal upwelling variability off NW-Africa. — „Meteor“ Forsch.-Ergebn., A, No. 17: 21–72.
- STESS, E. (1976): Porenlösungen mariner Sedimente — Ihre chemische Zusammensetzung als Ausdruck frühdiagenetischer Vorgänge. — Unveröff. Habil.-Schr., Fachber. Math.-Nat., Univ. Kiel, 193 S.
- SUMMERHAYES, C. P., MILLIMAN, J. D., BRIGGS, S. R., BEE, A. G. & HOGAN, C. (1976): Northwest African shelf sediments: Influence of climate and sedimentary processes. — *J. Geol.*, **84**: 277–300.
- THIEDE, J. (1975): Shell- and skeleton-producing plankton and nekton in the eastern North Atlantic Ocean. — „Meteor“ Forsch.-Ergebn., C, No. 20: 33–79.
- (1977): Aspects of the variability of the Glacial and Interglacial North Atlantic eastern boundary current (last 150.000 years). — „Meteor“ Forsch.-Ergebn., C, No. 28: 1–36.
- TOMCZAK, M. jr. (1970): Schwankungen von Schichtung und Strömung im westafrikanischen Auftriebsgebiet während der „Deutschen Nordatlantischen Expedition“ 1937. — „Meteor“ Forsch.-Ergebn., A, No. 7: 3–110.
- WEICHART, G. (1970): Kontinuierliche Registrierung der Temperatur und der Phosphat-Konzentration im Oberflächenwasser des nordwestafrikanischen Auftriebswasser-Gebietes. — *Dt. Hydrogr. Z.*, **23**: 49–60.
- (1974): Meereschemische Untersuchungen im nordwestafrikanischen Auftriebsgebiet 1968. — „Meteor“ Forsch.-Ergebn., A, No. 14: 33–70.

In überarbeiteter Form eingegangen am 25. August 1980

## Anhang

Tabelle 3. Korngrößenverteilung und Karbonatgehalte der Einzelfraktionen sowie des Gesamtsediments.

Table 3. Grain size data and carbonate content of the bulk sediment and fractions as well.

Fraktionen ( $\mu\text{m}$ )		Korngrößenverteilung (Gew.-%)					Karbonatgehalte (% $\text{CaCO}_3$ )					
		<2	2-6	6-20	20-63	>63	<2	2-6	6-20	20-63	>63	ges.
Profil	12301-4	44,82	16,51	10,83	15,54	12,30	41,8	46,3	32,8	33,1	80,9	46,0
C. Bojador	12303-3	2,46	0,73	0,49	1,99	94,33	46,9	57,7	43,9	48,0	80,9	79,0
	12305-2	2,39	1,79	0,52	4,86	90,35	46,6	70,5	48,8	42,2	74,5	72,2
	12306-2	7,97	4,11	3,06	13,27	71,60	49,8	59,2	45,5	40,6	70,2	64,0
	12307-3	42,51	15,55	10,20	17,94	13,80	42,3	72,8	66,3	59,0	67,4	55,9
	12308-2	33,67	13,11	11,41	17,81	23,24	45,3	54,1	41,4	40,7	80,3	50,6
	12309-1	39,41	14,90	11,57	21,55	12,57	45,0	49,0	31,2	38,6	82,0	47,2
Profil	12310-1	35,79	14,62	10,41	16,32	22,86	50,5	58,6	41,2	48,3	76,0	56,2
C. Barbas	12324-1	1,64	0,60	0,52	2,49	94,75	50,0	53,2	55,1	32,2	81,5	79,4
	12325-2	18,58	7,67	6,80	33,75	33,20	44,0	50,0	47,0	33,2	42,5	40,5
	12326-2	24,83	9,54	12,28	34,25	19,10	41,5	52,7	43,1	28,4	49,9	39,9
	12327-2	39,63	20,42	13,27	16,12	10,56	40,4	53,4	41,1	31,9	76,6	45,6
	12391-2	1,35	0,46	0,34	3,95	93,90	49,1	55,2	64,5	66,9	14,5	17,4
	Profil	12328-2	33,62	23,98	18,10	15,98	8,32	21,8	41,7	44,9	36,3	79,4
Kap-Verde-Rücken	12329-2	25,34	13,08	11,86	17,93	31,79	44,9	56,0	41,3	47,6	84,6	59,0
	12330-2	27,16	10,90	10,61	14,71	36,62	51,1	56,4	28,9	53,0	90,7	61,0
	12331-3	25,76	10,58	10,55	17,12	35,99	50,3	55,0	31,8	58,6	90,0	64,5
	12332-2	20,12	8,68	12,28	23,91	35,00	62,2	63,1	56,8	76,6	83,7	72,6
Profil	12336-1	31,58	12,71	13,60	16,47	25,65	41,0	52,6	40,1	53,8	80,0	54,4
Senegal	12337-4	59,75	15,06	11,21	11,88	2,11	7,5	18,4	16,7	15,0	31,4	11,5
	12346-1	48,91	9,88	12,57	25,55	3,09	10,6	21,4	19,9	21,1	22,8	15,9
	12351-1	39,71	9,62	17,31	29,96	3,40	9,8	20,0	25,7	27,7	32,0	19,6

Fraktionen ( $\mu\text{m}$ )		Korngrößenverteilung (Gew.-%)					Karbonatgehalte (% $\text{CaCO}_3$ )						
		<2	2-6	6-20	20-40	40-63	>63	<2	2-6	6-20	20-40	40-63	>63
Profil	13255-2	55,50	11,05	12,48	16,58	2,62	1,77	7,5	19,0	14,3	6,4	21,7	47,4
Nouakchott	13256-1	39,89	7,98	13,40	23,13	7,44	2,16	9,5	22,2	20,0	6,9	18,1	33,8
	13268-1	6,57	1,22	1,62	5,38	21,51	63,10	12,3	21,2	24,9	12,9	3,4	14,5
	13269-1	14,01	2,40	3,45	12,15	38,96	29,02	10,8	20,8	24,7	10,3	3,8	12,1
	13271-1	29,99	5,52	10,16	31,50	17,36	4,97	9,7	23,7	24,4	8,6	9,9	33,6
	13272-1	37,30	6,58	10,28	25,83	14,83	5,17	9,4	23,0	22,7	7,8	8,4	25,1
Profil	13273-1	31,84	5,96	9,09	27,43	14,78	10,90	17,1	30,9	27,5	10,7	12,6	37,1
C. Timiris	13274-1	20,40	4,12	5,04	15,09	15,93	39,43	18,4	28,7	27,0	9,6	10,2	22,7
	13275-1	19,49	4,87	5,26	12,50	13,03	44,85	19,2	28,9	27,6	11,0	8,3	30,7
	13279-3	7,56	2,89	2,40	4,58	15,29	67,28	19,5	29,4	30,6	6,7	5,6	18,3
	13280-1	27,57	5,84	9,07	30,16	16,23	11,13	15,0	31,4	26,6	6,8	18,1	58,8
	13281-2	7,27	4,96	6,70	20,20	22,83	38,04	19,1	26,9	26,2	8,8	9,9	21,0
	13282-1	3,81	1,08	0,95	4,40	8,60	81,10	19,6	27,5	24,4	9,0	5,9	17,9
	13283-2	3,85	1,75	1,57	5,15	7,10	80,58	22,7	25,5	25,3	9,1	15,8	25,6
	13284-1	3,88	1,33	1,19	4,64	4,06	84,06	25,8	30,3	30,0	12,0	15,3	34,0
	13285-1	3,40	0,95	0,95	3,23	2,16	89,31	27,4	35,7	33,8	16,0	16,0	25,1
	13289-1	41,78	9,26	11,54	15,21	6,57	15,63	21,4	43,9	30,8	12,0	49,2	84,5

Tabelle 4. Komponentenverteilung in den Teilfraktionen des Silts in Kornzahl-Prozent.

Table 4. Distribution of constituents among silt-sized subfractions as grain number percentages.

Profil C. Bojador	12301-4			12303-3		
	2-6	6-20	20-63	2-6	6-20	20-63
Fraktion						
benth. Mollusken	1,20	2,09	2,66	5,57	8,20	7,50
Pteropoden	0,16	0,74	0,25	1,86	4,92	5,12
Ostracoden	-	-	0,08	1,23	0,98	1,53
Decapoden	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	0,44	2,46	3,65	1,55	5,57	8,87
plankt. Foraminiferen	5,62	8,62	10,21	4,33	8,52	5,80
plankt. Foram. ganz	-	-	4,82	-	-	1,02
Echinodermen	-	0,25	0,08	-	-	0,51
Ascidien	-	0,12	0,08	0,93	0,33	0,68
Bryozoen	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	0,17
Rotalgen	-	-	0,08	-	-	0,34
Coccolithen rezent	44,38	8,50	0,25	29,72	2,95	-
Coccolithen fossil	-	-	-	0,46	-	-
Thoracosphaeren	0,44	3,08	0,83	0,62	-	-
Diatomeen	0,27	0,62	0,08	1,23	-	0,34
Radiolarien	-	-	0,17	-	-	-
Kiesel Schwämme	0,16	0,49	0,42	1,39	2,29	0,34
Phytolithe	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	0,17
Biogen indet.	7,42	6,77	7,56	8,36	8,85	13,65
Biogen gesamt	60,09	33,74	31,23	52,27	42,62	46,07
Pyrit	-	-	0,17	-	-	-
Detritus indet.	27,01	29,93	23,50	27,24	18,69	9,73
Quarz	12,88	35,59	43,60	15,48	37,38	42,83
Dolomit	0,16	0,74	1,49	-	1,31	1,37
Kornzahl	1832	812	1204	646	505	586

Profil C. Bojador	12305-2			12306-2		
	2-6	6-20	20-63	2-6	6-20	20-63
Fraktion						
benth. Mollusken	3,18	6,29	10,57	-	4,20	6,94
Pteropoden	5,76	8,76	9,14	2,22	4,93	2,43
Ostracoden	-	1,12	0,41	-	-	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	2,19	3,82	5,89	0,77	3,83	3,30
plankt. Foraminiferen	6,76	9,66	9,13	5,77	11,13	17,88
plankt. Foram. ganz	-	-	2,84	-	-	1,39
Echinodermen	0,40	1,12	1,62	-	0,18	0,35
Ascidien	0,80	1,35	0,41	0,08	0,18	0,87
Bryozoen	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	0,81	-	-	-
Rotalgen	-	0,89	0,61	-	10,77	1,56
Coccolithen rezent	35,78	5,39	0,20	43,87	4,56	-
Coccolithen fossil	-	-	-	0,17	-	-
Thoracosphaeren	0,80	1,57	-	0,60	1,64	-
Diatomeen	0,60	0,66	-	0,08	0,18	-
Radiolarien	-	-	-	0,08	0,36	-
Kiesel Schwämme	0,40	0,89	0,20	0,17	0,18	0,52
Phytolithe	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	1,01	-	-	0,17
Biogen indet.	15,11	9,88	7,30	7,80	8,39	9,89
Biogen gesamt	71,77	51,46	49,08	62,64	50,55	45,31
Pyrit	-	-	-	-	-	-
Detritus indet.	19,48	14,16	7,71	25,11	19,70	8,33
Quarz	8,35	33,03	42,19	12,25	29,19	46,35
Dolomit	0,40	1,35	0,81	-	0,55	-
Kornzahl	503	445	492	1167	548	576

Tabelle 4. Fortsetzung

Profil C. Bojador	12307-3			12308-2		
	Fraktion	2-6	6-20	20-63	2-6	6-20
benth. Mollusken	-	0,52	0,69	1,44	2,89	3,95
Pteropoden	-	-	-	2,96	6,93	3,68
Ostracoden	-	-	-	-	0,72	0,68
Decapoden	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	-	3,88	6,44	-	2,89	4,09
plankt. Foraminiferen	11,85	23,83	52,41	6,22	10,53	12,53
plankt. Foram. ganz	-	-	4,60	-	-	2,59
Echinodermen	-	-	-	-	-	0,95
Ascidien	-	-	-	0,15	0,58	0,82
Bryozoen	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	1,15	-
Coccolithen rezent	51,42	25,91	-	39,93	11,83	0,14
Coccolithen fossil	7,59	9,32	-	-	-	-
Thoracosphaeren	-	0,52	-	0,76	2,89	0,27
Diatomeen	-	-	0,69	0,53	0,58	0,27
Radiolarien	-	-	-	0,15	-	0,14
Kiesel Schwämme	0,26	-	-	0,53	0,72	0,27
Phytolithe	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	0,14
Biogen indet.	2,96	3,11	3,91	6,00	5,34	11,99
Biogen gesamt	74,09	67,10	68,73	58,69	47,04	42,50
Pyrit	-	-	-	-	-	-
Detritus indet.	14,82	7,51	7,82	30,52	19,77	13,48
Quarz	9,53	18,91	22,76	10,78	32,17	43,59
Dolomit	1,55	6,48	0,69	-	1,01	0,41
Kornzahl	776	586	835	1317	693	734

Profil C. Bojador	12309-1		
Fraktion	2-6	6-20	20-63
benth. Mollusken	2,18	4,95	4,18
Pteropoden	-	0,64	0,43
Ostracoden	-	-	0,11
Decapoden	-	-	-
benth. Foraminiferen	0,28	2,37	6,75
plankt. Foraminiferen	7,63	10,99	18,86
plankt. Foram. ganz	-	-	4,82
Echinodermen	-	-	-
Ascidien	0,27	0,21	0,21
Bryozoen	-	0,21	-
Korallen	-	-	-
Rotalgen	-	-	-
Coccolithen rezent	38,96	6,25	-
Coccolithen fossil	0,27	-	-
Thoracosphaeren	0,27	1,72	0,64
Diatomeen	1,09	0,21	-
Radiolarien	0,19	-	0,32
Kiesel Schwämme	0,54	0,43	0,21
Phytolithe	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-
Biogen indet.	9,80	4,09	5,79
Biogen gesamt	61,58	32,11	42,34
Pyrit	0,27	0,21	-
Detritus indet.	29,15	25,86	15,11
Quarz	8,99	40,73	41,69
Dolomit	-	1,08	0,86
Kornzahl	714	464	933

Tabelle 4. Fortsetzung

Profil C. Barbas	12310-1			12324-1		
	2-6	6-20	20-63	2-6	6-20	20-63
Fraktion						
benth. Mollusken	0,58	0,69	3,88	1,95	2,57	10,34
Pteropoden	-	-	-	-	-	-
Ostracoden	-	0,34	-	-	-	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	0,86	1,72	2,91	2,84	10,27	7,12
plankt. Foraminiferen	3,76	17,24	18,25	4,44	11,74	8,81
plankt. Foram. ganz	-	-	4,66	-	-	-
Echinodermen	-	-	-	0,53	1,65	0,51
Ascidien	-	0,34	-	0,71	2,20	0,51
Bryozoen	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	-	0,85
Coccolithen rezent	53,04	15,71	0,19	29,31	13,39	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	0,29	3,10	0,39	0,53	0,73	-
Diatomeen	0,29	-	0,19	-	0,37	-
Radiolarien	-	-	0,19	-	0,18	-
Kiesel Schwämme	-	-	-	0,71	0,55	0,68
Phytolithe	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	0,17
Biogen indet.	5,51	5,86	8,93	8,88	10,64	5,25
Biogen gesamt	63,47	44,48	39,61	49,91	54,31	34,24
Pyrit	-	-	-	-	-	-
Detritus indet.	24,64	17,93	12,04	34,99	29,72	13,22
Quarz	11,88	37,58	49,96	14,74	15,41	52,37
Dolomit	-	-	0,39	0,36	0,55	0,17
Kornzahl	690	580	515	563	545	590

Profil C. Barbas	12325-2			12326-2			
	2-6	6-20	20-63	2-6	6-20	20-40	40-63
Fraktion							
benth. Mollusken	1,14	1,02	5,48	2,05	2,63	3,95	6,28
Pteropoden	-	-	-	-	-	-	-
Ostracoden	-	-	-	-	-	-	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	1,71	2,18	3,94	1,03	1,21	3,62	5,83
plankt. Foraminiferen	6,40	14,04	13,70	6,28	13,94	9,75	36,77
plankt. Foram. ganz	-	-	2,05	-	-	-	16,59
Echinodermen	-	-	-	-	-	-	-
Ascidien	-	0,31	-	-	1,01	-	-
Bryozoen	-	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	0,16	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	-	-	-
Coccolithen rezent	30,44	23,56	-	38,97	21,82	-	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	2,41	0,47	-	-	0,40	0,16	0,45
Diatomeen	0,28	-	-	-	-	-	-
Radiolarien	-	0,16	0,17	-	1,01	-	0,90
Kiesel Schwämme	0,43	0,62	0,54	1,15	1,82	0,66	-
Phytolithe	-	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	0,34	-	-	-	0,45
Biogen indet.	11,09	5,93	4,96	8,33	4,65	4,77	2,24
Biogen gesamt	53,91	48,52	31,16	57,82	48,48	28,78	69,51
Pyrit	-	0,31	-	0,26	0,20	0,16	-
Detritus indet.	32,15	22,46	15,92	29,10	19,39	17,76	4,04
Quarz	13,51	28,39	52,05	12,30	31,52	52,30	26,46
Dolomit	0,43	0,31	0,86	0,51	0,40	0,99	-
Kornzahl	703	641	584	780	495	608	446

Tabelle 4. Fortsetzung

Profil C. Barbas	12327-2			12391-2		
	Fraktion	2-6	6-20	20-63	2-6	6-20
benth. Mollusken	0,85	1,25	2,91	0,65	15,89	25,54
Pteropoden	-	-	-	-	-	-
Ostracoden	-	-	-	-	-	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	1,09	0,72	2,46	3,27	13,52	11,53
plankt. Foraminiferen	3,76	16,85	19,91	2,11	10,01	6,46
plankt. Foram. ganz	-	-	2,68	-	-	-
Echinodermen	-	-	-	0,58	3,00	2,00
Ascidien	-	-	-	0,38	2,13	1,85
Bryozoen	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	2,31	4,00	2,62
Coccolithen rezent	36,85	25,45	0,45	23,84	2,75	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	-	0,18	0,22	1,73	-	-
Diatomeen	0,24	-	-	0,58	0,50	-
Radiolarien	-	0,18	0,22	-	-	-
Kiesel Schwämme	0,36	-	0,89	1,35	2,88	1,54
Phytolithe	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	3,54
Biogen indet.	15,64	5,02	4,92	16,92	13,77	7,85
Biogen gesamt	58,79	49,64	34,67	56,73	68,46	63,54
Pyrit	-	-	-	-	-	-
Detritus indet.	27,15	17,56	14,99	30,19	10,88	4,61
Quarz	14,06	32,26	49,66	12,31	20,15	31,54
Dolomit	-	0,54	0,67	0,77	0,50	0,31
Kornzahl	825	558	447	520	799	650

Kap-Verde-Schwelle	12328-2			12329-2		
	Fraktion	2-6	6-20	20-63	2-6	6-20
benth. Mollusken	-	0,70	1,21	0,48	1,57	2,28
Pteropoden	-	-	-	-	-	-
Ostracoden	-	-	-	-	-	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	0,17	0,52	1,82	0,64	1,39	1,75
plankt. Foraminiferen	3,04	12,94	21,24	9,24	25,52	27,54
plankt. Foram. ganz	-	-	1,21	-	-	3,16
Echinodermen	-	-	-	-	-	-
Ascidien	-	-	-	-	-	-
Bryozoen	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	-	-
Coccolithen rezent	31,97	24,65	0,30	44,70	15,03	0,53
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	-	0,87	-	0,32	1,75	0,35
Diatomeen	0,09	50,35	0,30	50,32	-	-
Radiolarien	-	-	0,91	0,48	-	-
Kiesel Schwämme	0,09	0,35	0,61	-	0,35	0,17
Phytolithe	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	-
Biogen indet.	9,82	6,47	8,35	6,85	3,50	8,07
Biogen gesamt	45,18	46,85	35,96	63,05	48,78	43,86
Pyrit	-	-	-	-	-	-
Detritus indet.	42,20	22,03	13,05	24,68	21,50	14,74
Quarz	13,47	31,12	50,98	12,26	29,72	41,23
Dolomit	0,09	-	-	-	-	0,17
Kornzahl	1151	572	659	628	572	570



Tabelle 4. Fortsetzung

Profil Kap-Verde- Inseln Fraktion	12330-2			12331-3		
	2-6	6-20	20-63	2-6	6-20	20-63
benth. Mollusken	1,10	3,60	3,17	2,79	3,40	6,88
Pteropoden	-	-	0,58	-	0,32	2,68
Ostracoden	-	-	-	-	-	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	0,65	1,80	4,75	0,79	1,62	11,09
plankt. Foraminiferen	4,61	17,27	26,62	6,79	14,08	19,50
plankt. Foram. ganz	-	-	8,35	-	-	6,12
Echinodermen	-	-	-	-	-	0,19
Ascidien	-	-	-	-	0,16	0,38
Bryozoen	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	-	-
Coccolithen rezent	47,81	3,00	-	41,02	1,62	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	1,31	2,85	0,43	1,97	2,91	0,19
Diatomeen	0,22	50,90	-	0,39	50,32	-
Radiolarien	-	0,30	0,29	-	-	0,19
Kiesel Schwämme	0,65	0,15	0,29	-	0,65	0,57
Phytolithe	-	0,30	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	-
Biogen indet.	5,04	2,85	6,91	6,31	7,12	7,45
Biogen gesamt	61,40	33,03	51,37	59,96	32,20	55,44
Pyrit	-	-	-	-	-	-
Detritus indet.	24,12	24,77	12,66	23,27	21,20	11,47
Quarz	14,25	42,04	35,97	16,76	46,60	32,89
Dolomit	0,22	0,15	-	-	-	0,19
Kornzahl	456	666	695	507	618	523

Profil Kap-Verde- Inseln Fraktion	12332-2		
	2-6	6-20	20-63
benth. Mollusken	2,29	4,39	11,80
Pteropoden	2,40	13,36	15,28
Ostracoden	-	-	0,72
Decapoden	-	-	-
benth. Foraminiferen	0,65	2,46	9,09
plankt. Foraminiferen	6,10	18,28	14,12
plankt. Foram. ganz	-	-	5,22
Echinodermen	-	-	0,58
Ascidien	0,22	1,41	5,02
Bryozoen	-	-	-
Korallen	-	-	-
Rotalgen	0,11	-	0,77
Coccolithen rezent	44,55	2,64	-
Coccolithen fossil	-	-	-
Thoracosphaeren	0,65	2,11	0,58
Diatomeen	0,98	0,70	-
Radiolarien	-	-	0,19
Kiesel Schwämme	1,20	1,05	0,97
Phytolithe	0,11	-	-
Cliona-Späne	-	-	2,32
Biogen indet.	4,79	9,14	6,58
Biogen gesamt	65,14	55,54	73,31
Pyrit	-	-	-
Detritus indet.	22,54	15,99	6,38
Quarz	12,31	28,29	20,12
Dolomit	-	0,17	0,19
Kornzahl	918	569	517

Tabelle 4. Fortsetzung

Tab.

Profil Senegal	12336-1			12337-4		
	2-6	6-20	20-63	2-6	6-20	20-63
benth. Mollusken	0,64	0,77	1,56	1,57	2,86	4,05
Pteropoden	-	0,46	1,04	-	-	-
Ostracoden	-	-	-	-	0,34	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	1,43	2,76	3,47	1,57	2,97	4,25
plankt. Foraminiferen	7,47	27,96	31,72	2,23	7,78	9,65
plankt. Foram. ganz	-	-	5,03	-	-	-
Echinodermen	-	-	-	-	-	-
Ascidien	-	-	-	-	-	-
Bryozoen	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	0,11	-
Coccolithen rezent	42,77	3,84	-	12,86	0,46	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	0,48	2,00	-	-	-	-
Diatomeen	0,16	0,46	-	0,26	0,92	0,19
Radiolarien	-	-	0,35	-	-	-
Kieselschwämme	-	0,77	0,87	0,13	0,57	0,58
Phytolithe	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	-
Biogen indet.	6,68	3,53	7,63	3,67	5,38	3,67
Biogen gesamt	59,62	42,54	51,65	22,31	21,40	22,39
Pyrit	-	-	-	-	-	-
Detritus indet.	22,73	26,11	8,32	42,52	30,78	12,93
Quarz	17,33	31,34	40,03	35,17	47,14	64,48
Dolomit	0,32	-	-	-	0,69	0,19
Kornzahl	629	651	577	762	874	518

Profil Senegal	12346-1			12351-1		
	2-6	6-20	20-63	2-6	6-20	20-63
benth. Mollusken	1,63	6,54	9,45	4,02	10,62	22,44
Pteropoden	-	-	-	-	-	-
Ostracoden	-	-	-	-	0,92	0,10
Decapoden	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	2,37	6,36	3,27	2,50	6,78	2,58
plankt. Foraminiferen	2,82	5,65	6,36	0,56	2,38	1,89
plankt. Foram. ganz	-	-	-	-	-	-
Echinodermen	-	-	-	-	-	-
Ascidien	-	-	-	0,28	0,55	-
Bryozoen	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	0,37	0,30
Coccolithen rezent	15,13	-	-	14,17	0,55	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	0,15	-	-	-	-	-
Diatomeen	0,45	1,24	-	0,28	0,18	0,10
Radiolarien	-	-	-	-	-	-
Kieselschwämme	0,89	1,59	0,72	0,42	-	0,20
Phytolithe	-	0,53	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	0,70
Biogen indet.	2,37	4,06	3,45	2,22	6,23	4,27
Biogen gesamt	23,44	25,97	23,27	24,44	28,57	32,57
Pyrit	-	-	0,36	0,42	0,37	0,40
Detritus indet.	64,09	23,32	13,45	61,94	13,37	8,34
Quarz	12,46	50,17	62,18	13,19	57,69	58,69
Dolomit	-	0,53	0,72	-	-	-
Kornzahl	674	566	550	720	546	1007

Tabelle 4. Fortsetzung

Profil Nouakchott	13255-2				13256-1			
	2-6	6-20	20-40	40-63	2-6	6-20	20-40	40-63
benth. Mollusken	-	0,31	-	0,55	0,70	1,33	1,49	0,52
Pteropoden	-	-	-	-	-	-	-	-
Ostracoden	-	-	-	-	-	-	-	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	-	-	-	1,94	0,70	1,35	0,75	2,33
plankt. Foraminiferen	6,84	8,20	5,52	30,89	6,16	8,40	4,66	14,88
plankt. Foram. ganz	-	-	-	2,49	-	-	-	1,29
Echinodermen	-	-	-	-	-	0,15	-	-
Ascidien	-	-	-	-	-	0,15	-	-
Bryozoen	-	-	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	0,15	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	-	-	-	-
Coccolithen rezent	10,57	1,87	-	-	8,48	-	-	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	-	-	-	-	0,35	0,15	-	-
Diatomeen	0,52	-	-	-	0,81	0,15	-	-
Radiolarien	-	0,52	-	2,49	-	0,15	-	2,20
Kieselschwämme	-	0,52	-	0,42	0,46	0,89	0,37	0,52
Phytolithe	-	-	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	-	-	-
Biogen indet.	5,49	4,47	2,92	0,83	5,81	5,17	4,48	0,65
Biogen gesamt	23,42	15,89	8,44	39,61	23,46	18,02	11,75	22,38
Pyrit	0,73	0,73	0,49	-	1,05	2,07	-	-
Detritus indet.	53,06	40,08	14,45	23,54	51,68	33,38	17,54	13,07
Quarz	22,80	43,09	75,49	36,84	23,80	45,94	70,71	64,55
Dolomit	-	0,21	1,14	-	-	0,59	-	-
Kornzahl	965	963	616	722	861	677	536	773

Profil Nouakchott	13268-1				13269-1			
	2-6	6-20	20-40	40-63	2-6	6-20	20-40	40-63
benth. Mollusken	-	3,79	2,90	1,23	0,45	1,32	2,15	0,71
Pteropoden	-	-	-	-	-	-	-	-
Ostracoden	-	-	-	-	-	-	-	0,18
Decapoden	-	-	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	0,61	1,82	1,78	2,46	0,62	1,76	3,01	3,20
plankt. Foraminiferen	6,51	11,84	6,24	1,76	7,50	13,65	6,45	3,91
plankt. Foram. ganz	-	-	-	0,18	-	-	-	0,71
Echinodermen	-	-	-	0,35	-	-	-	-
Ascidien	0,10	0,15	-	-	0,18	-	-	-
Bryozoen	-	-	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	-	-	-	-
Coccolithen rezent	11,90	0,15	-	-	10,62	0,44	-	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	-	-	-	-	0,18	-	-	-
Diatomeen	1,12	-	-	-	0,54	-	-	-
Radiolarien	-	-	-	0,18	-	0,15	-	-
Kieselschwämme	-	-	-	-	-	-	0,86	-
Phytolithe	-	-	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	-	-	-
Biogen indet.	6,71	8,35	4,01	0,18	6,61	4,70	4,09	1,25
Biogen gesamt	26,95	26,10	14,92	6,33	26,70	22,02	16,56	6,94
Pyrit	0,51	0,30	-	-	0,18	0,15	-	-
Detritus indet.	51,17	27,01	16,04	2,11	50,71	38,62	15,48	2,84
Quarz	21,36	46,28	68,82	91,56	22,41	38,91	67,96	90,21
Dolomit	-	0,15	0,22	-	-	0,29	-	-
Kornzahl	983	659	449	569	1120	681	465	562

Tabelle 4. Fortsetzung

Profil Nouakchott	13271-1				13272-1			
	2-6	6-20	20-40	40-63	2-6	6-20	20-40	40-63
Fraktion								
benth. Mollusken	-	0,80	1,02	1,47	0,61	1,87	1,75	0,96
Pteropoden	-	-	-	-	-	-	-	-
Ostracoden	-	-	-	-	-	-	-	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	0,61	1,46	0,73	3,89	2,03	2,30	2,63	3,98
plankt. Foraminiferen	8,25	13,43	7,61	10,72	9,12	15,52	5,69	16,76
plankt. Foram. ganz	-	-	-	1,88	-	-	-	2,20
Echinodermen	-	-	-	-	-	-	-	-
Ascidien	-	-	0,15	-	-	-	-	-
Bryozoen	-	-	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	-	-	-	-
Coccolithen rezent	8,78	0,40	-	-	10,44	0,72	-	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	-	-	-	-	0,20	-	-	-
Diatomeen	1,14	0,27	-	-	0,51	0,14	-	-
Radiolarien	0,17	0,27	-	-	-	-	-	0,27
Kiesel Schwämme	-	0,66	0,15	0,13	0,10	0,29	-	0,14
Phytolithe	-	0,27	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	-	-	-
Biogen indet.	7,81	4,39	3,37	1,88	5,67	5,17	1,97	1,24
Biogen gesamt	26,78	21,94	13,03	19,97	28,67	26,00	12,03	25,54
Pyrit	0,26	0,13	-	-	0,41	1,15	-	-
Detritus indet.	48,11	40,82	15,81	7,24	46,30	30,45	17,29	9,62
Quarz	24,84	36,96	71,16	72,79	24,62	42,10	69,80	64,83
Dolomit	-	-	-	-	-	0,29	0,87	-
Kornzahl	1139	752	683	746	987	696	457	728

Profil C. Timiris	13273-1				13274-1			
	2-6	6-20	20-40	40-63	2-6	6-20	20-40	40-63
Fraktion								
benth. Mollusken	0,37	3,84	3,05	1,01	5,07	7,13	4,28	1,80
Pteropoden	0,07	0,13	-	0,87	-	-	-	0,83
Ostracoden	-	-	-	0,14	-	-	-	0,27
Decapoden	-	-	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	0,44	2,78	1,86	3,48	1,64	2,79	2,57	3,45
plankt. Foraminiferen	7,04	15,08	5,93	10,43	6,11	8,84	4,07	5,11
plankt. Foram. ganz	-	-	-	3,33	-	-	-	5,39
Echinodermen	-	0,13	-	-	-	-	-	0,27
Ascidien	0,29	0,13	-	-	0,30	0,16	-	-
Bryozoen	-	-	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	-	-	-	-
Coccolithen rezent	16,80	4,36	-	-	14,02	1,09	-	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	-	-	-	-	-	-	-	-
Diatomeen	0,88	0,13	-	-	1,34	-	-	-
Radiolarien	0,15	0,26	-	0,14	0,15	-	-	0,14
Kiesel Schwämme	0,07	1,19	0,17	-	0,30	0,78	0,86	0,14
Phytolithe	-	-	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	-	0,21	-
Biogen indet.	7,12	4,10	2,54	1,74	6,87	8,99	2,36	1,24
Biogen gesamt	33,24	32,14	13,56	21,15	35,82	29,77	14,35	18,65
Pyrit	-	0,13	-	-	-	0,16	-	-
Detritus indet.	50,77	27,11	9,32	6,23	41,19	23,56	5,78	4,97
Quarz	15,92	40,21	77,12	72,61	22,98	46,05	79,87	76,38
Dolomit	0,07	0,40	-	-	-	0,93	-	-
Kornzahl	1363	756	590	690	670	645	467	724

Tabelle 4. Fortsetzung

Profil C. Timiris	13275-1				13279-3			
	2-6	6-20	20-40	40-63	2-6	6-20	20-40	40-63
Fraktion								
benth. Mollusken	3,47	5,96	6,41	1,32	4,0	5,97	1,75	2,17
Pteropoden	-	-	0,17	0,15	-	0,61	0,35	-
Ostracoden	-	-	-	-	-	-	-	0,43
Decapoden	-	-	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	1,16	2,20	2,43	3,51	2,78	4,44	1,40	2,17
plankt. Foraminiferen	7,67	12,18	4,16	6,14	6,96	7,04	3,50	4,63
plankt. Foram. ganz	-	-	-	4,53	-	-	-	1,01
Echinodermen	-	-	0,17	0,29	-	-	-	-
Ascidien	0,72	0,78	-	-	0,35	0,61	-	-
Bryozoen	-	-	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	-	-	-	-
Coccolithen rezent	16,79	1,30	-	-	13,56	2,30	-	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	-	0,26	-	-	-	0,15	-	-
Diatomeen	-	0,26	-	-	-	-	-	-
Radiolarien	-	-	-	-	-	0,15	-	-
Kieselschwämme	-	1,04	0,35	-	-	-	-	0,15
Phytolithe	-	-	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	-	0,70	0,15
Biogen indet.	6,08	5,96	2,95	1,75	7,30	10,57	2,10	0,87
Biogen gesamt	35,89	29,92	16,64	17,69	34,96	31,85	9,80	11,30
Pyrit	-	0,65	0,17	-	-	0,15	-	-
Detritus indet.	44,14	24,35	7,11	4,82	46,08	29,40	4,55	3,19
Quarz	19,97	44,17	75,91	77,48	18,61	37,98	85,66	85,51
Dolomit	-	0,91	0,17	-	0,35	0,61	-	-
Kornzahl	691	772	577	684	575	653	486	690

Profil C. Timiris	13280-1				13281-2			
	2-6	6-20	20-40	40-63	2-6	6-20	20-40	40-63
Fraktion								
benth. Mollusken	0,52	0,76	4,28	1,30	3,45	6,09	5,25	1,15
Pteropoden	-	-	-	0,39	-	0,14	-	0,14
Ostracoden	-	-	-	0,26	-	-	-	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	0,52	1,19	2,72	2,73	2,07	4,15	1,75	3,46
plankt. Foraminiferen	7,62	16,07	2,53	16,51	2,59	5,81	3,28	5,04
plankt. Foram. ganz	-	-	-	5,07	-	-	-	4,90
Echinodermen	-	-	-	-	-	-	0,22	-
Ascidien	0,43	0,11	-	-	-	-	-	-
Bryozoen	-	-	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	-	-	-	-
Coccolithen rezent	16,20	3,67	-	-	16,75	3,18	-	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	0,09	0,11	-	-	-	-	-	-
Diatomeen	0,78	2,16	-	-	1,21	0,83	-	-
Radiolarien	0,17	0,97	-	0,13	0,17	0,83	-	0,14
Kieselschwämme	0,43	0,87	-	-	0,17	1,38	0,22	0,14
Phytolithe	-	-	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	-	-	-
Biogen indet.	7,89	5,18	2,14	0,78	5,87	5,95	2,19	1,87
Biogen gesamt	34,66	30,99	11,67	27,18	32,30	28,35	12,91	16,86
Pyrit	0,09	-	-	-	0,17	0,28	-	-
Detritus indet.	50,0	31,21	10,11	10,27	53,02	30,15	9,45	8,32
Quarz	14,87	37,26	78,79	62,55	14,51	40,39	77,24	74,78
Dolomit	0,35	0,54	-	-	-	0,83	-	-
Kornzahl	1154	927	514	769	579	723	457	694

Tabelle 4. Fortsetzung

Profil C. Timiris	13282-1				13283-2			
	Fraktion	2-6	6-20	20-40	40-63	2-6	6-20	20-40
benth. Mollusken	4,07	5,71	4,84	3,53	2,63	6,26	4,35	4,04
Pteropoden	-	1,63	0,83	-	-	0,43	0,33	0,17
Ostracoden	-	-	-	-	-	-	-	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	1,66	3,59	2,07	2,76	0,82	1,94	2,01	2,02
plankt. Foraminiferen	0,90	2,28	3,00	4,45	1,48	1,73	1,34	5,89
plankt. Foram. ganz	-	-	-	2,30	-	-	-	2,53
Echinodermen	-	-	0,23	0,31	-	-	-	0,34
Ascidien	0,60	0,16	0,23	-	0,49	0,43	-	-
Bryozoen	-	-	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	0,16	-	-	-	-	0,33	-
Coccolithen rezent	13,70	1,47	-	-	17,27	0,65	-	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	-	-	-	-	-	-	-	-
Diatomeen	2,11	1,63	0,23	-	0,66	1,30	-	-
Radiolarien	-	0,65	0,23	-	-	-	-	-
Kiesel Schwämme	-	0,98	0,46	-	0,33	0,22	-	-
Phytolithe	-	-	-	-	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	0,23	-	-	-	-	-
Biogen indet.	6,93	6,20	3,69	1,07	6,25	6,48	2,67	2,36
Biogen gesamt	29,37	24,46	16,13	14,42	29,93	19,44	11,04	17,34
Pyrit	-	0,82	-	-	0,16	0,22	-	-
Detritus indet.	48,04	29,85	11,29	4,29	57,40	43,41	9,70	5,72
Quarz	22,59	44,37	73,04	81,29	12,50	36,72	79,26	76,94
Dolomit	-	0,49	0,23	-	-	0,22	-	-
Kornzahl	664	613	434	652	608	463	499	594

Profil C. Timiris	13289-1			
	Fraktion	2-6	6-20	20-40
benth. Mollusken	-	-	0,22	0,76
Pteropoden	-	-	-	0,30
Ostracoden	-	-	-	-
Decapoden	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	1,39	1,43	0,87	1,52
plankt. Foraminiferen	9,61	15,37	10,67	43,45
plankt. Foram. ganz	-	-	-	16,46
Echinodermen	-	-	-	0,30
Ascidien	-	-	-	-
Bryozoen	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-
Coccolithen rezent	28,95	9,89	-	-
Coccolithen fossil	-	-	-	-
Thoracosphaeren	-	0,48	-	-
Diatomeen	0,25	-	-	-
Radiolarien	-	-	-	0,46
Kiesel Schwämme	-	-	0,22	-
Phytolithe	-	-	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-
Biogen indet.	3,54	5,36	2,61	1,77
Biogen gesamt	43,74	32,78	14,60	64,94
Pyrit	-	-	-	-
Detritus indet.	30,09	24,91	17,43	9,91
Quarz	25,91	42,19	67,97	25,15
Dolomit	0,25	0,12	-	-
Kornzahl	791	839	459	656