

## Sedimentation von Saharastaub im subtropischen Nordatlantik während der letzten 25.000 Jahre

von

BERNHARD KOOPMANN\*

Mit 21 Abbildungen und 3 Tabellen

### Saharan dust deposition in the northern subtropical Atlantic during the last 25,000 years

#### Summary

The terrigenous sediment proportion of the deep-sea sediments from off Northwest Africa has been studied in order to distinguish between the aeolian and the fluvial sediment supply. The present and fossil Saharan dust trajectories were recognized from the distribution patterns of the aeolian sediment. The following time slices have been investigated: Present, 6,000, 12,000 and 18,000 y. B. P. Furthermore, the quantity of dust deposited off the Saharan coast has been estimated. For this purpose, 80 surface sediment samples and 34 sediment cores have been analysed. The stratigraphy of the cores has been achieved from oxygen isotopic curves,  $^{14}\text{C}$ -dating, foraminiferal transfer temperatures, and carbonate contents.

Silt sized biogenic opal generally accounts for less than 2 % of the total insoluble sediment proportion. Only under productive upwelling waters and off river mouths, the opal proportion exceeds 2 % significantly.

The modern terrigenous sediment from off the Saharan coast is generally characterized by intensely stained quartz grains. They indicate an origin from southern Saharan and Sahelian laterites, and a zonal, aeolian transport in midtropospheric levels, between 1.5 and 5.5 km, by "Harmattan" Winds. The dust particles follow large outbreaks of Saharan air across the African coast between 15° and 21° N. Their trajectories are centered at about 18° N and continue further into a clockwise gyre situated south of the Canary Islands. This course is indicated by a sickle-shaped tongue of coarser grain sizes in the deep-sea sediment. Such loess-sized terrigenous particles only settle within

a zone extending to 700 km offshore. Fine silt and clay sized particles, with grain sizes smaller than 10—15  $\mu\text{m}$ , drift still further west and can be traced up to more than 4,000 km distance from their source areas.

Additional terrigenous silt which is poor in stained quartz occurs within a narrow zone off the western Sahara between 20° and 27° N only. It depicts the present dust supply by the trade winds close to the surface. The dust load originates from the northwestern Sahara, the Atlas Mountains and coastal areas, which

Additional terrigenous silt which is poor in stained quartz occurs within a narrow zone off the western Sahara between 20° and 27° N only. It depicts the present dust supply by the trade winds close to the surface. The dust load originates from the northwestern Sahara, the Atlas Mountains and coastal areas, which contain a particularly low amount of stained quartz. The distribution pattern of these pale quartz sediments reveals a SSW-dispersal of dust being consistent with the present trade wind direction from the NNE.

In comparison to the sediments from off the Sahara and the deeper subtropical Atlantic, the sediments off river mouths, in particular off the Senegal river, are characterized by an additional input of fine grained terrigenous particles (< 6  $\mu\text{m}$ ). This is due to fluvial suspension load. The fluvial discharge leads to a relative excess of fine grained particles and is observed in a correlation diagram of the modal grain sizes of terrigenous silt with the proportion of fine fraction (< 6  $\mu\text{m}$ ).

The aeolian sediment contribution by the Harmattan Winds strongly decreased during the Climatic Optimum at 6,000 y. B. P. The dust discharge of the trade winds is hardly detectable in the deep-sea sediments. This probably indicates a weakened atmospheric circulation. In contrast, the fluvial sediment supply reached a maximum, and can be traced to beyond Cape Blanc. Thus, the Saharan climate was

\* Dr. Bernhard KOOPMANN, Gewerkschaften Brigitta und Elwerath, Riethorst 12, D—3000 Hannover.

more humid at 6,000 y. B. P. A latitudinal shift of the Harmattan driven dust outbreaks cannot be observed.

Also during the Glacial, 18,000 y. B. P., Harmattan dust transport crossed the African coast at latitudes of 15°–20° N. Its sediment load increased intensively, and markedly coarser grains spread further into the Atlantic Ocean. An expanded zone of pale-quartz sediments indicates an enhanced dust supply by the trade winds blowing from the NE. No synglacial fluvial sediment contribution can be recognized between 12° and 30° N. This indicates a dry glacial climate and a strengthened atmospheric circulation over the Sahelian and Saharan region.

The climatic transition phase, at 12,000 y. B. P., between the last Glacial and the Interglacial, which is comparable to the Allerød in Europe, is characterized by an intermediate supply of terrigenous particles. The Harmattan dust transport was weaker than during the Glacial. The northeasterly trade winds were still intensive. River supply reached a first postglacial maximum seaward of the Senegal river mouth. This indicates increasing humidity over the southern Sahara and a weaker atmospheric circulation as compared to the Glacial.

The accumulation rates of the terrigenous silt proportion ( $> 6 \mu\text{m}$ ) decrease exponentially with increasing distance from the Saharan coast. Those of the terrigenous fine fraction ( $< 6 \mu\text{m}$ ) follow the same trend and show almost similar gradients. Accordingly, also the terrigenous fine fraction is believed to result predominantly from aeolian transport.

In the Atlantic deep-sea sediments, the annual terrigenous fine fraction ( $< 6 \mu\text{m}$ ) follow the same trend and show almost similar gradients. Accordingly, also the terrigenous fine fraction is believed to result predominantly from aeolian transport.

In the Atlantic deep-sea sediments, the annual terrigenous sediment accumulation has fluctuated, from about 60 million tons p. a. during the Late Glacial (13,500–18,000 y. B. P., aeolian supply only) to about 33 million tons p. a. during the Holocene Climatic Optimum (6,000–9,000 y. B. P., mainly fluvial supply), when the river supply has reached a maximum, and to about 45 million tons p. a. during the last 4,000 years B. P. (fluvial supply only south of 18° N).

### Zusammenfassung

An 80 Oberflächensedimentproben und 34 Sedimentkernen aus dem subtropischen Nordatlantik wurde die in Essigsäure unlösliche Sedimentfraktion untersucht.

Die Stratigraphie von  $\frac{2}{3}$  der Sedimentkerne beruht auf  $^{14}\text{C}$ -geeichten Sauerstoffisotopenkurven. Die übrigen Kerne wurden nach Karbonatgehalten und „Transfer-Temperaturen“ eingestuft, die aus den Foraminiferengemeinschaften errechnet waren.

Mariner Biogenopal mit Siltkorngrößen macht allgemein weniger als 2 % der säureunlöslichen Fraktion aus. Unter Auftriebsgebieten und vor Flußmündungen kann er allerdings 2 % deutlich übersteigen.

Der übrige Teil der säureunlöslichen Fraktion besteht aus Terrigenesediment, vorwiegend aus Tonmi-

neralen, Quarz- und Glimmerkörnern und etwas Feldspat. Das Terrigenesediment wird vor allem bei Ausbrüchen von Saharaluft durch die östlichen Harmattanwinde angeliefert. In deutlich geringerem Umfang steuern außerdem der Nordostpassat und Flüsse ihre Terrigenfracht bei. Das Terrigenmaterial des Harmattan besteht je nach Ablagerungsort zu 30 bis 95 % aus Tonmineralen. Charakteristisch ist eine Rotfärbung, die durch lateritische Verwitterung in seinem Herkunftsgebiet verursacht ist. Im deutlichen Unterschied dazu ist die Staubfracht des Nordostpassats fast weiß. Sie stammt aus der Nordwestsahara, dem Atlas und den angrenzenden Küstengebieten.

Mit den Harmattan-Staubausbrüchen gelangt das farbquarzreiche, rötliche Terrigenmaterial aus der Südsahara und dem Sahelgebiet nach Westen in die Sedimente des benachbarten Atlantiks, zwischen 5° und 35° N. Der meiste Staub überschreitet die afrikanische Küste zwischen 15° und 21° N (mit Zentrum bei 18° N) in Höhen zwischen 1,5 und 5,5 km. Von dort aus wird er oberhalb der Passatwinde großregional über den Atlantik verbreitet. Im Rezenten steuert ein periodisches Wechselspiel zwischen den Luftmassen über der Sahara und dem Atlantik und der Inter-tropischen Konvergenzzone die Staubfahnen zunächst in einen rechtsdrehenden Wirbel südlich der Kanarischen Inseln. Erst nachfolgend zieht der Staub weiter nach Westen bis zu den Antillen. Die so vorgegebenen Staubtrajektorien sind im darunter liegenden Tiefseesediment anhand größerer Korngrößen nachweisbar, die entlang einer sichelförmigen Zunge von ca. 500 km Durchmesser bei 18° N von der mauretanischen Küste der Inseln. Erst nachfolgend zieht der Staub weiter nach Westen bis zu den Antillen. Die so vorgegebenen Staubtrajektorien sind im darunter liegenden Tiefseesediment anhand größerer Korngrößen nachweisbar, die entlang einer sichelförmigen Zunge von ca. 500 km Durchmesser bei 18° N von der mauretanischen Küste ausgehen und ca. 1.000 km in den Atlantik hinein vordringen. Das lößähnliche, gröbere Material gelangt dabei etwa 700 km in den Atlantik hinein, weiter hinaus nur noch Feinsilt und Ton. Diesen Hauptausbrüchen folgt jeweils in geringem zeitlichem Abstand ein schwächerer und weniger turbulenter Staubstrom mit E-W-Richtung.

Das farbquarzarme Terrigenmaterial aus der Passatfracht beschränkt sich auf eine schmale Zone unmittelbar vor der Nordwestsahara zwischen 21° und 25° N. Seine Ausbreitung in SSW-Richtung ist direkt mit der rezent vorherrschenden Passatströmung vergleichbar. — Außerdem verlagert der Passat auch jenes Südsahara-Material, das von oben aus der Harmattanschicht absinkt.

Im Vergleichsdiagramm der Modal-Korngrößen des terrigenen Silts mit dem Anteil an Partikeln ( $< 6 \mu\text{m}$ ) sind die Sedimente vom Kontinentalfuß vor Senegal und Sierra Leone gegenüber den Sedimenten aus dem kontinentferneren Atlantik durch einen relativen Überschuss an feinkörnigen Sedimentpartikeln gekennzeichnet. Dieser Feinkornüberschuss geht auf fluviale Suspensionsfracht zurück, die auf dem Kontinentalfuß abgelagert wird und hier die äolische Sedimentfraktion überprägt.

Während des Klimaoptimums vor 6.000 Jahren war die Staabanlieferung des Harmattans stark zurückgegangen, die des Passats so sehr, daß sie nicht mehr feststellbar ist. Demgegenüber erreichte aber die fluviale Sedimentanlieferung ihr Maximum. Dies deutet auf ein im Vergleich zum Rezenten humideres Landklima und eine abgeschwächte atmosphärische Zirkulation hin. Anzeichen für eine Nord- oder Südverlagerung des Harmattans finden sich jedoch nicht.

Auch während des Hochglazials vor 18.000 Jahren verlief der Harmattan-Staubtransport in den gleichen geographischen Breiten, mit Zentrum bei 18° N. Allerdings lieferte der glaziale Harmattan wesentlich mehr grobkörniges Material. Er verbreitete dies zudem weiter nach Norden und Süden, jedoch nicht wesentlich weiter nach Westen. Der glaziale Passat verstärkte seine Staabanlieferung aus der Nordwestsahara und wehte streng aus Nordost. Hinweise auf eine fluviale Sedimentanlieferung finden sich zwischen 10° und 30° N nicht. Das glaziale Landklima dürfte demnach trockener und die ablandige atmosphärische Zirkulation deutlich stärker als im Rezenten gewesen sein.

Die klimatische Übergangszeit um 12.000 J. v. h., vergleichbar dem Allerød in Europa, ist durch eine mittlere Terrigenanlieferung gekennzeichnet. Der Harmattan war dem rezenten ähnlich. Der Passat wehte damals aus Nordost, noch wie im Glazial. Feinkörnige Flußsedimente des Senegal gelangten wieder ins Meer. Das Landklima des frühesten Stadium 1 dürfte also dem heutigen ähnlich gewesen sein.

Die Akkumulationsraten des terrigenen Silts (> 6 µm) sinken exponentiell mit wachsender Entfernung damals aus Nordost, noch wie im Glazial. Feinkörnige Flußsedimente des Senegal gelangten wieder ins Meer. Das Landklima des frühesten Stadium 1 dürfte also dem heutigen ähnlich gewesen sein.

Die Akkumulationsraten des terrigenen Silts (> 6 µm) sinken exponentiell mit wachsender Entfernung von der Saharaküste. Die Akkumulationsraten von terrigenen Partikeln unter 6 µm verhalten sich ähnlich und zeigen nahezu den gleichen Gradienten. Demzufolge dürfte auch das terrigene Feinkorn vorwiegend äolisch angeliefert worden sein.

Daß die Terrigensedimentation im subtropischen Nordatlantik vom afrikanischen Landklima gesteuert wird, verdeutlichen die Variationen der Akkumulationsraten im Verlauf der letzten 20.000 Jahre: Im kontinentnahen Sedimentationsraum bis 1.000 km querab zur Saharaküste (10°–30° N) wurden während der letzten 4.000 Jahre etwa 45 Mio. Tonnen Terrigenmaterial pro Jahr abgelagert. Während des Klimaoptimums waren es nur 33 Mio. Tonnen jährlich, wovon ein Gutteil aus Flußzufuhr stammte. Im Spätglazial waren es demgegenüber ca. 60 Mio. Tonnen jährlich, die fast gänzlich äolisch angeliefert sein dürften.

## 1. Einleitung

### 1.1. Fragestellung

Die Sahara und ihre semiariden Randgebiete bilden heute mit ca. 8 Mio. km<sup>2</sup> das größte zusammenhän-

gende Wüstengebiet der Erde. Schätzungsweise die Hälfte des im nordhemisphärischen Staubzyklus vorhandenen mineralischen Staubes entstammen diesem Trockengebiet (JUNGE, 1979). Ein Großteil davon gelangt allerdings schon nach kurzem äolischem Transport in den benachbarten subtropischen Atlantik. In dessen Sediment wurde Saharastaub anhand der Komponenten mehrfach nachgewiesen. Eine quantitative Untersuchung der Staubmengen oder Korngrößen-Messungen am Staubmaterial wurden bisher jedoch nur in Ansätzen durchgeführt. Ferner wurde nur an zwei Sedimentkernen gezielt geprüft, wie die spätquartären Klimawechsel auf den Staubtransport eingewirkt haben. Genauere Mengenabschätzungen der fossilen Staubsedimentation fehlen fast gänzlich (AGWU, 1978; BELTAGY et al., 1972; BISCAYE, 1965; CARATINI et al., 1976; DIESTER-HAASS, 1975 1976; GAME, 1964; JOHNSON, 1979; KOLLA et al., 1979; LEPPLE, 1975; LEPPLE & BRINE, 1976; PARKIN, 1974; PARKIN et al., 1973, 1975; PARMENTER & FOLGER, 1974; RADZIEWSKI, 1939; WINDOM, 1975).

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es daher, die Korngrößenverteilung des Terrigenmaterials zunächst im marinen Oberflächensediment zu untersuchen. Wind- und Flußfracht werden voneinander unterschieden. Sodann wird die rezente Staubverbreitung mit den heute dominanten Staubtrajektorien verglichen. Im weiteren werden fossile Staubverbreitungen betrachtet, nämlich die des letzten Klimaoptimums vor 6.000 Jahren, des frühesten Stadium 1 vor 12.000 Jahren und in Anlehnung an die CLIMAP-Studien die des letzten glazialen Maximums vor 18.000 Jahren (CLINE & heute dominanten Staubtrajektorien verglichen. Im weiteren werden fossile Staubverbreitungen betrachtet, nämlich die des letzten Klimaoptimums vor 6.000 Jahren, des frühesten Stadium 1 vor 12.000 Jahren und in Anlehnung an die CLIMAP-Studien die des letzten glazialen Maximums vor 18.000 Jahren (CLINE & HAYS, 1976; DREIMANIS, 1977). Abschließend werden die transportierten Mengen größenordnungsmäßig abgeschätzt.

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den subtropischen Nordatlantik zwischen 0° und 35° N, sowie zwischen 10° und 50° W. Seine wichtigsten morphologischen Einheiten sind der westafrikanische Kontinentalrand im Osten, das Kanarenbecken im Norden, die Kap Verde-Schwelle im Zentrum und das Kap-Verde-Becken im Süden. Der Westteil des Untersuchungsgebietes wird vom Mittelatlantischen Rücken durchzogen.

Die Becken werden von weiten Tiefseebenen eingenommen, deren Wassertiefen allgemein etwa 4.000 bis 5.000 m betragen. Nur lokal werden mehr als 6.000 m erreicht. Im Gebiet der Kap-Verde-Schwelle liegen die Wassertiefen zwischen 3.000 und 4.000 m. Demgegenüber ist der Mittelatlantische Rücken durch rauhere Bodenformen gekennzeichnet. Er erhebt sich allgemein bis in Wassertiefen zwischen 4.000 und 2.000 m. Stark gegliederte Bodenformen treten auch am NW-afrikanischen Kontinentalhang auf. Sie wurden von SEIBOLD & HINZ (1974) ausführlich beschrieben.

Schwärzlich graue, grüne bis grün-bräunliche oder rötliche hemipelagische Tonschlämme und Mergel

überziehen den Kontinentalhang und die vorgelagerte Fußregion. In kontinentferneren pelagischen Becken- und Schwellenbereichen liegen hellere Foraminiferenschlämme, im Beckentiefsten roter Tiefseeton.

## 1.2. Staub aus der Sahara: Meteorologischer Kenntnisstand

Von den alten Seefahrern erhielt die Meeresregion zwischen den Kanarischen und den Kap Verdischen Inseln den Namen „Dunkelmeer“ (vgl. EDRISI, 1160; Übersetzung von JAUBERT, 1886). DOBSON (1781) erklärt die hier häufig fehlende Fernsicht und die Dürsterkeit des Himmels mit Staub in der Atmosphäre, der die Sonneneinstrahlung vermindert. DARWIN (1846) sammelte hier 1833, vom Forschungsschiff „Beagle“ aus, einen „braunen, nichtkalkigen“ Staub. Er weist nach, daß dieser Staub aufgrund enthaltener Süßwasserdiatomeen und Phytolithen (EHRENBERG, 1845) nur vom afrikanischen Festland herkommen konnte.

Nach Westeuropa gelangt Saharastaub nur selten (CLERICI, 1901; HELLMANN & MEINARDUS, 1901; GLAWION, 1938; GALOPIN, 1951). Staub aus der Nord-Sahara wird aber häufig während der Wintermonate über das östliche Mittelmeer bis in den Vorderen Orient geweht (GOLDBERG, 1970; YAALON et al., 1979). SE-gerichteter Staubtransport wurde über dem Sudan (MORALES, 1979) und SW-gerichteter Transport am Südrand der Sahara beobachtet (KALU, 1979). Die größten Staubmengen werden jedoch nach Westen auf den Atlantik hinaus transportiert (JUNGE, 1979).

ent geweht (GOLDBERG, 1970; YAALON et al., 1979). SE-gerichteter Staubtransport wurde über dem Sudan (MORALES, 1979) und SW-gerichteter Transport am Südrand der Sahara beobachtet (KALU, 1979). Die größten Staubmengen werden jedoch nach Westen auf den Atlantik hinaus transportiert (JUNGE, 1979).

Über dem Atlantik variiert die Anzahl der Staubfälle saisonal, mit Maxima zwischen Dezember und März, sowie zwischen Mai und September, wobei der Juli und August die staubintensivsten Monate sind (DARWIN, 1846; HELLMANN, 1878, 1913; DINKLAGE, 1910). Nach neueren Daten von PROSPERO et al. (1977) wird im Sommer auch das Maximum der Staubmenge transportiert.

Der Staubtransport über dem Atlantik ist lange mit dem NE-Passat erklärt worden. Nach SEMMELHACK (1934) beruht er aber im wesentlichen auf dem Harmattan. — Der Harmattan ist ein kräftiger Ostwind. Er weht oberhalb des Passates von der Sahara auf den Atlantik hinaus. — Die Saisonalität der Staubfälle führte SEMMELHACK auf die jahreszeitlichen Verlagerungen der Intertropischen Konvergenzzone zurück. CARLSON & PROSPERO (1972) führten Staubmessungen vom Flugzeug aus durch: Sie beobachteten dabei die höchsten Staubkonzentrationen oberhalb der Passatversion zwischen ca. 1.500 und 5.500 m Höhe, wobei das Staubmaximum und ebenfalls das Maximum der Windgeschwindigkeit um 3.000 m Höhe angetroffen wurden. — Diese Daten bestätigten also die im wesentlichen bereits 1934 von SEMMELHACK getroffenen Annahmen.

Nach CARLSON & PROSPERO (1977) nimmt der Harmattan den Staub vornehmlich über der Südsahara und dem Sahelgebiet auf. Er überschreitet in Form von einzelnen großen Staubausschüben die afrikanische Küste zwischen 10° und 25° N. Hier wird er dann zumeist nach NW und NNW bis hin zu den Kanarischen Inseln umgelenkt. Erst danach setzt er den Staubtransport nach Westen bis nach Mittelamerika fort. TETZLAFF & WOLTER (1980) zeigten, daß die rechtsdrehende Kreiselbewegung der Staubfahnen über dem Ostatlantik auf Wechselwirkungen zwischen tropischen „Easterly-Waves“, dem subtropischen Azorenhoch und einem Wärme-Hoch über der Sahara zurückgehen dürfte: Im Gefolge durchziehender Easterly-Waves dehnt sich das Sahara-Wärme-Hoch bis über 22° W nach Westen aus; dies geschieht während der Sommermonate etwa jeden 4.—5. Tag. Die Luftmassen aus dem Bereich der Südsahara und dem Sahelgebiet umlaufen dabei das erweiterte Sahara-Wärme-Hoch südlich der Kanarischen Inseln auf rechts gebogenen Stromlinien.

Der winterliche Staubtransport erscheint generell schwächer. Er verläuft außerdem auf südlicheren Bahnen in vorzugsweise WSW-Richtungen und reicht bis NE-Brasilien (PROSPERO et al., 1979).

Auf ihrem Weg über den Atlantik verlieren die Staubfahnen ständig einen Teil ihrer Fracht: Größere Partikel mit Durchmessern über 40 µm fallen vorwiegend gravitativ. Sie dürften daher bereits innerhalb weniger hundert km entlang der afrikanischen Küste abgelagert werden (JAENICKE & SCHÜTZ, 1978). Analog dürfte hier ebenfalls die Hauptmenge des größeren Staubes sedimentiert werden (LEPPLE, 1975). Im Unterschied dazu werden feinkörnige Partikel vorwiegend durch turbulente Erosion an der Unterseite des Harmattans ausgefällt. Sie können aber aufgrund der starken Turbulenzen im Harmattan bis zu den Kleinen Antillen und noch weiter nach Westen transportiert werden.

Die heutige Staabanlieferung aus der Sahara wird nach Staubmessungen auf Werte zwischen 60 und  $200 \times 10^6$  Tonnen pro Jahr (PROSPERO et al., 1977, sowie JAENICKE & SCHÜTZ, 1978) geschätzt. LEPPLE (1975) errechnete Werte von mehr als  $300 \times 10^6$  Tonnen pro Jahr.

## 2. Methoden

### 2.1. Probenauswahl

80 Oberflächensedimentproben aus dem Staubfallareal im subtropisch-tropischen Nordatlantik wurden zur Untersuchung ausgewählt. Die zeitliche Veränderung der Staubzufuhr wurde mit ca. 500 Sedimentproben aus 34 Sedimentkernen untersucht (Abb. 1).

Das Material von 20 Sedimentkernen und 43 Oberflächensedimentproben wurden vom Lamont Doherty Geological Observatory, U.S.A., zur Verfügung

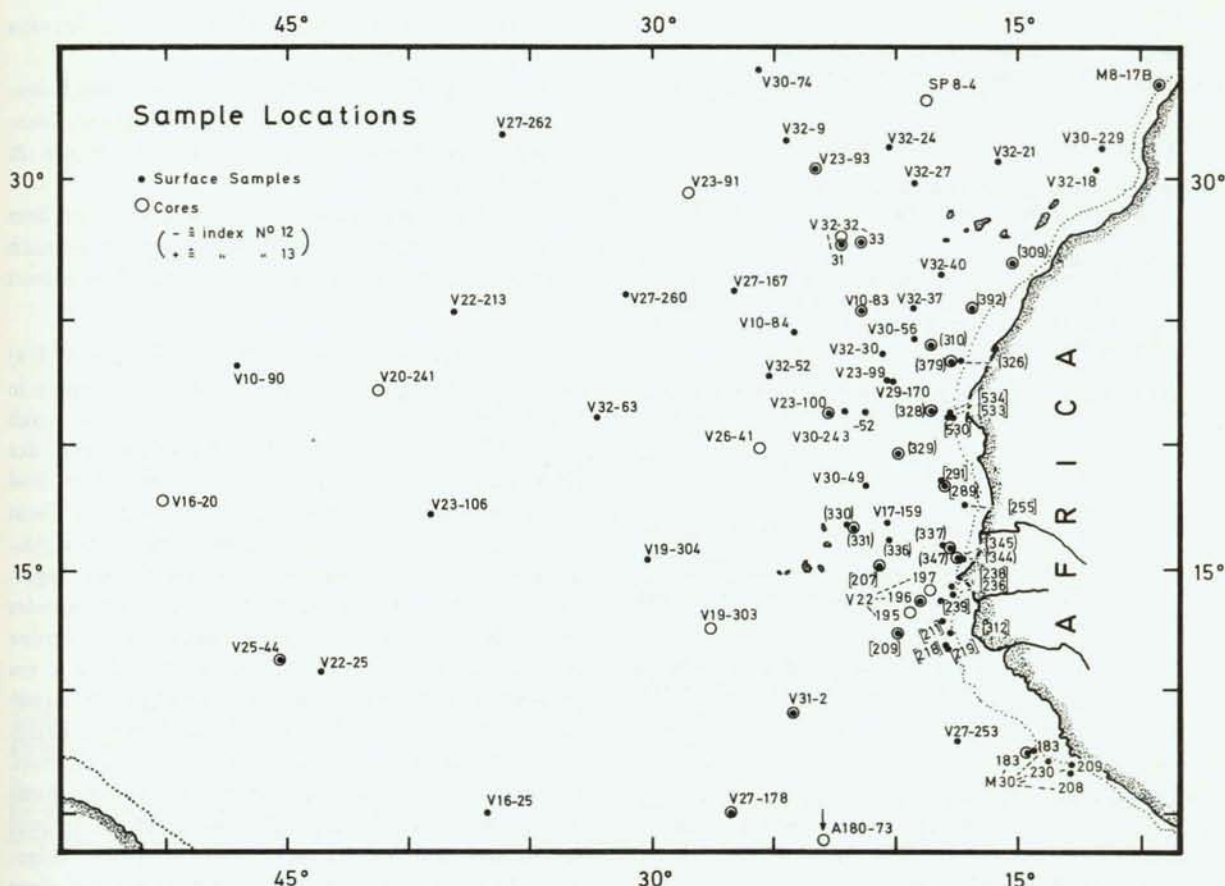


Abb. 1. Probenpositionen. Punkte = Oberflächensedimentproben. Kreise = Sedimentkerne. (326) = Probe Nr. 12326. [289] = Probe Nr. 13289. Geographische Koordinaten in Anhang 1.

Fig. 1. Sample locations. Dots = surface sediment samples. Circles = sediment cores. (326) = sample No. 12326. [289] = sample No. 13289. Geographic coordinates in appendix 1.

Abb. 1. Probenpositionen. Punkte = Oberflächensedimentproben. Kreise = Sedimentkerne. (326) = Probe Nr. 12326. [289] = Probe Nr. 13289. Geographische Koordinaten in Anhang 1.

Fig. 1. Sample locations. Dots = surface sediment samples. Circles = sediment cores. (326) = sample No. 12326. [289] = sample No. 13289. Geographic coordinates in appendix 1.

gestellt. 14 Sedimentkerne und 37 Oberflächenproben stammen von den Forschungsreisen der „Meteor“ und „Valdivia“ (SEIBOLD, 1972; SEIBOLD & HINZ, 1974, 1976). Es wurde vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, bereitgestellt.

Die Proben wurden am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel untersucht. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenstratigraphie und  $^{14}\text{C}$ -Datierungen erfolgten in Zusammenarbeit mit Herrn Dr. ERLIKEUSER und Herrn Dr. WILLKOMM am Institut für Reine und Angewandte Kernphysik der Universität Kiel.

Das Probennetz (Abb. 1) wird allgemein zur Saharaküste hin dichter, um die Ausfallgradienten des grobkörnigen Saharastaubes besser zu erfassen. Zudem stammen fast alle Sedimentproben aus Wassertiefen oberhalb der Karbonat-Kompensationstiefe („CCD“), die in diesem Teil des Atlantik in etwa 4–4,5 km Wassertiefe liegt. Daher sind in den Sedimenten die kalkigen Foraminiferenschalen erhalten und ermöglichen eine feinstratigraphische Einstufung nach Sauerstoffisotopen.

Um das Probenmaterial nur aus solchen Sedimentserien zu analysieren, die von Bodenströmungen und Turbiditen nicht gestört sind, wurden die Probenpositionen anhand der morphodynamischen Tiefseekarten von DAMUTH (1975), JACOBI (1976), EMBLEY (1976) und JACOBI et al. (1975) im einzelnen sorgfältig überprüft. Außerdem wurden, soweit vorhanden, die Radiographien der einzelnen Sedimentkerne auf Umlagerungsgefüge hin untersucht (WETZEL, 1981).

Die Sedimentproben wurden in Scheiben von 1 bis 5 cm Dicke entnommen. Sie repräsentieren daher, je nach Herkunftsort und Alter, verschiedenen lange Sedimentationszeiträume. Die stratigraphische Untersuchung zeigte, daß Proben aus Landnähe in wenigen 100 Jahren sedimentiert worden sind. Demgegenüber repräsentieren jene aus Landferne zumeist Zeiträume von 1.000 bis 3.000 Jahren.

## 2.2. Analysengang

An den einzelnen Sedimentproben wurden bis zu drei verschiedene Analysen vorgenommen (Abb. 2):

1. Zur stratigraphischen Einstufung wurden die Isotopenverhältnisse von  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  und  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  in Fora-

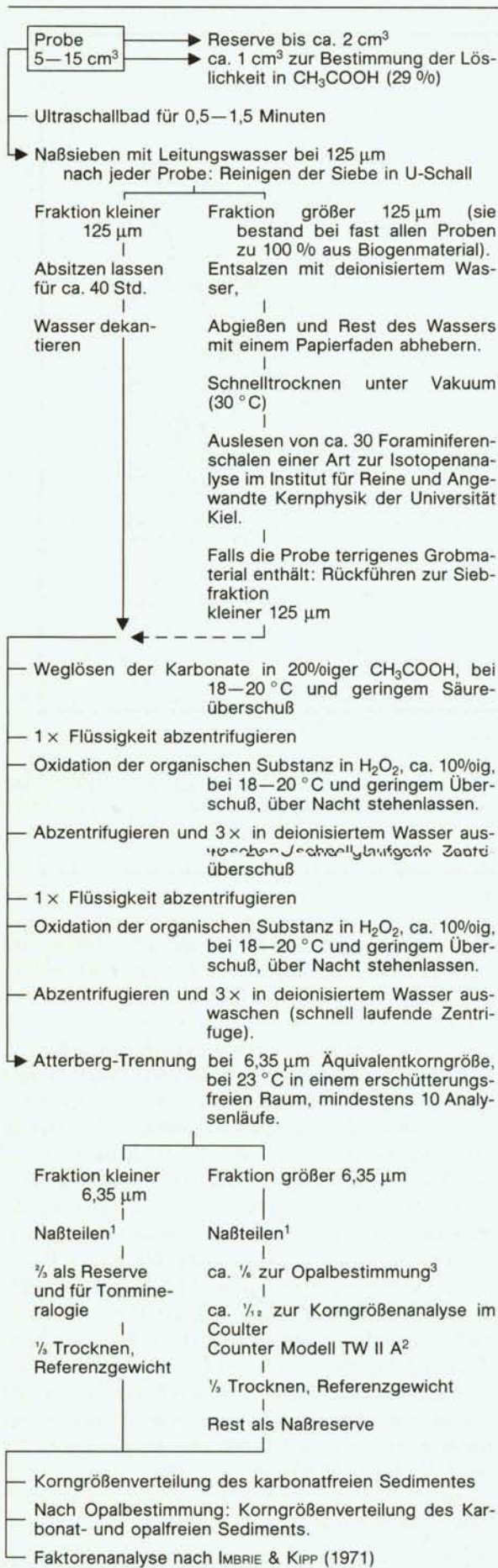


Abb. 2. Der Analysengang im Labor.

Fig. 2. Laboratory procedures, schematic.

miniferenschalen gemessen (vgl. ERLÉNKEUSER et al., in Vorb.).

- Am silikatischen Anteil der Proben erfolgten Korngrößenmessungen mit Hilfe einer Atterberg-Trennung und eines Coulter-Counters (MCCAVE & JARVIS, 1973).
- Der marin-biogene Opalanteil wurde unter dem Mikroskop ermittelt. Die Proben waren zuvor nach hydraulischen Äquivalent Korngrößen fraktioniert worden.

Zu 3.: BELTAGY et al. (1972) und PARKIN (1974) nutzten die Sinkgeschwindigkeiten von Festkörpern in Flüssigkeiten, um die Siltfraktion quantitativ nach Korngrößen aufzutrennen. Die Verfahren und der Geräteaufbau wurden modifiziert übernommen und weiterentwickelt. Wie Abb. 3 zeigt, besteht das Gerät aus einer Starterkammer, darunter einem Plexiglas-Rohr von 8 cm Durchmesser und einem Probenfänger. Dieser enthält 6 Probenschalen, die nacheinander unter das Sedimentationsrohr geschwenkt werden können. In die einzelnen Probenschalen wird je ein gläserner Objektträger (2 × 7 cm) eingelegt. Die Apparatur wird dicht verschlossen und mit entgastem destillierten Wasser bis zur Marke „X“ (Abb. 3) aufgefüllt. Darüber werden in aufwärts ansteigender Konzentration jeweils 2 cm 17 %iges, 25- und 33 %iges Äthanol geschichtet und die Starterkammer blasenfrei aufgesetzt. Ihre Unterseite wurde jedoch zuvor mit einer dünnen Gummimembran (Dicke 50–100 µm) verschlossen.

Es werden 200–500 mg Probensubstanz (> 6 µm) in 33 %igem Äthanol suspendiert und in die Starterkammer geschichtet und die Starterkammer blasenfrei aufgesetzt. Ihre Unterseite wurde jedoch zuvor mit einer dünnen Gummimembran (Dicke 50–100 µm) verschlossen.

Es werden 200–500 mg Probensubstanz (> 6 µm) in 33 %igem Äthanol suspendiert und in die Starterkammer eingefüllt. Unmittelbar darauf wird die Gummimembran mit einem scharfen Gegenstand angeschnitten. Die Membran reißt selbständig weiter auf und gibt das Sediment zum Fall durch die Wassersäule frei. Dabei können zwar leichte Verwirbelungen auftreten, diese werden jedoch in den Äthanol-schichten so gedämpft, daß sie sich — beobachtbar — nicht weiter in die Wassersäule fortsetzen. Anschließend werden zu festgelegten Zeiten die 6 Probenauffangschalen nacheinander unter die Fallröhre gedreht.

Die Ausfallzeiten der Korngrößenklassen lassen sich nach dem Stokes'schen Gesetz berechnen. Sie entsprechen den maximalen Ausfallzeiten einer Korngrößenklasse.

#### Anmerkungen:

<sup>1</sup> Die Naßteilungen erfolgten mit Vollpipetten aus Sedimentsuspensionen, die mit einem Vibrationsrührer (Chemap-Rührer) homogenisiert wurden.

<sup>2</sup> Die Korngrößenmessungen wurden mit einem Coulter Counter Modell TW II A vorgenommen. Als Meßflüssigkeit diente 20%ige NaCl-Lösung, die zuvor einen 0,45 bzw. 0,15 µm Millipore Filter passiert hatte. Die Meßgrenzen lagen bei 6,35, 8, 10,08, 12,7, 16, 20,2, 25,4, 32, 40,3, 51, 64, 80, 102 und 125 µm.

<sup>3</sup> Die Opalbestimmung erfolgte nach einem im Text eingehend beschriebenen Verfahren.

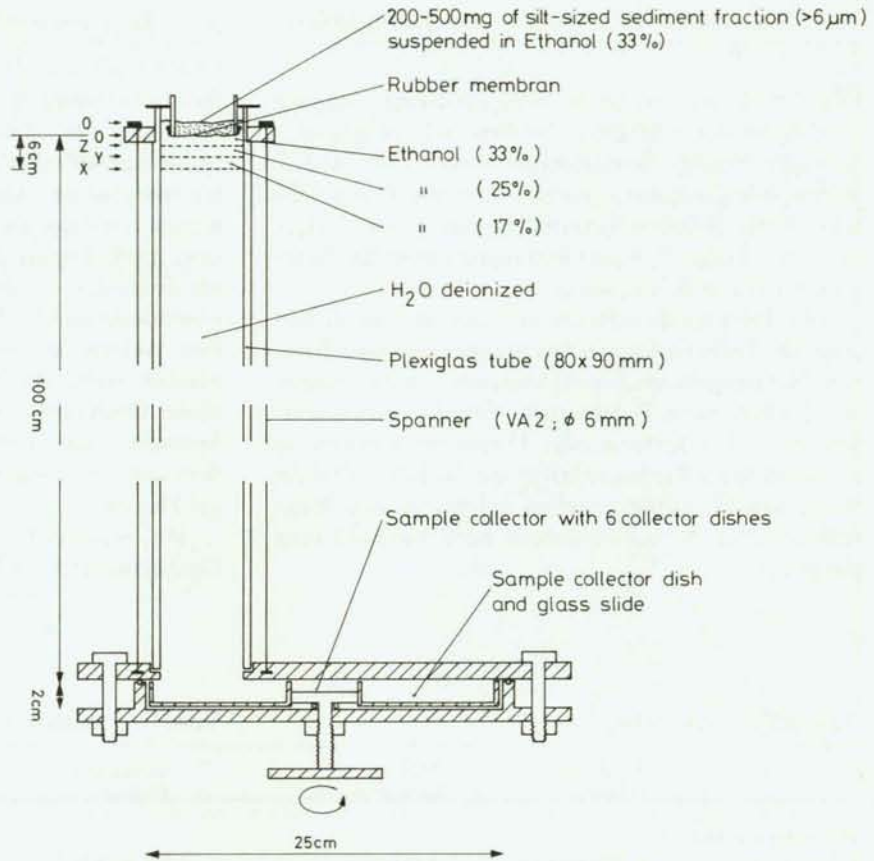


Abb. 3. Sedimentationsrohr zur Trennung des Siltes in 6 Korngrößen-Fractionen.

Fig. 3. Sedimentation column for the separation of silt into 6 grain size fractions.

Nachdem auch jene Sedimentkörner mit Korngrößen von  $6\mu\text{m}$  das Fallrohr passiert haben, wird die Apparatur entleert. Die gläsernen Objektträger mit grain size fractions.

Nachdem auch jene Sedimentkörner mit Korngrößen von  $6\mu\text{m}$  das Fallrohr passiert haben, wird die Apparatur entleert. Die gläsernen Objektträger mit den aufsedimentierten Siltfraktionen werden auf einer Heizplatte oder unter einer Infrarotlampe getrocknet. Gegebenenfalls wird die Belegungsdichte auf einer Hälfte des Präparates verringert. Anschließend wird das gesamte Präparat mit Eukitt® Einbettungsmittel betropft und mit einem Deckgläschen abgedeckt. Unter einem Polarisationsmikroskop mit bis zu 600facher Vergrößerung werden die Opalanteile quantitativ bestimmt.

Nach der Korngrößenverteilung, die mit einem Coulter Counter zuvor ermittelt worden war, werden die Opalanteile anschließend in Mengenanteile umgerechnet. Ein methodischer Vergleich der Ergebnisse mit röntgenographischen Opalbestimmungen ist in Abb. 4 dargestellt. Die röntgenographischen Untersuchungen wurden freundlicherweise von Herrn Dr. E. SUESS (Oregon State University, Corvallis) vorgenommen. Die an demselben Probenmaterial gemessenen Vergleichswerte sind im allgemeinen Fall um den Faktor 0,5 geringer. Die Meßwerte beider Bestimmungsverfahren sind positiv korreliert, weisen aber z. T. eine große Streuung auf. Eine Erklärung für diese Unterschiede kann jedoch bisher nicht gegeben werden.

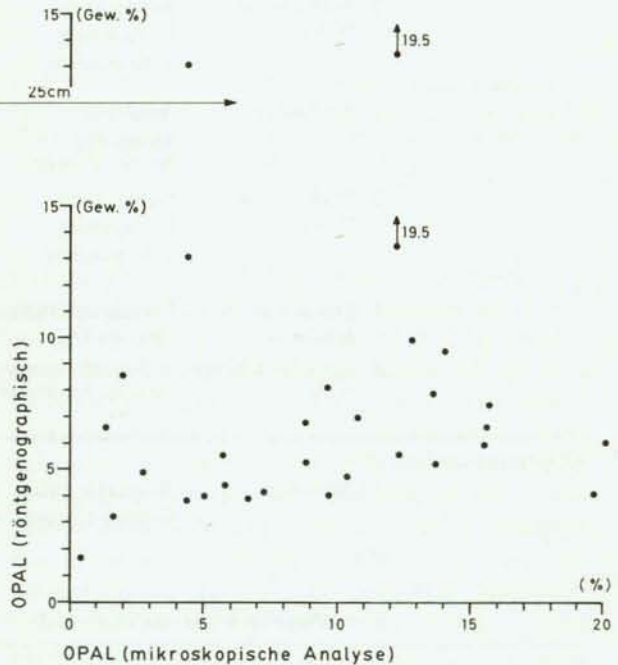


Abb. 4. Vergleich von Opalbestimmungen an 30 Sedimentproben. Ordinate: röntgenographisch bestimmte Opalwerte, Dr. E. SUESS, Oregon. Abszisse: unter dem Mikroskop ermittelte Opalwerte, diese Arbeit.

Fig. 4. Comparison of opal contents determined in 30 sediment samples. Ordinate: X-Ray determinations by Dr. E. SUESS, Oregon. Abscissa: Opal contents determined under the microscope, this study.

### 2.3. Statistische Bearbeitung der Korngrößen-daten

Der Anteil des terrigenen Silts ( $> 6 \mu\text{m}$ ) und der Modalwert der Siltfraktion stellten sich als aussagekräftigste Korngrößenparameter heraus. Der Modalwert wurde graphisch ermittelt. Er ist jeweils der Gipfelwert der Korngrößenverteilungskurve der terrigenen Siltfraktion ( $> 6 \mu\text{m}$ ) und repräsentiert die dominant vertretene Korngröße.

Die Fehlergrößen lassen sich nur in Einzelfällen oder für Teilbereiche des Analysenganges quantifizieren. Naturgegebene „Unwägbarkeiten“ im Probenmaterial selbst, wie z. B. bioturbate Vermischung, marinaquatische Umlagerung oder Diagenese kommen als nicht erfaßbare Fehlergrößen hinzu. In Tab. 1 sind die möglichen Hauptfehlerquellen aufgezeigt und Möglichkeiten zu ihrer Vermeidung oder Verminderung dargelegt.

### 3. Biogenopal

Opaline Schalentile von marinem Plankton und Benthos beeinflussen als Nicht-Terrigen die Korngrößenverteilung des silikatischen, vorwiegend terrigenen Sedimentanteils. Sie sind örtlich, z. B. in polaren Breiten oder unter Auftriebsgebieten, eine bedeutende Komponente der Tiefseesedimente (GOODELL & WATKINS, 1968; HEATH, 1974). Vor NW-Afrika zeigt sich ein deutliches Opalmaximum im küstennahen Sedimentationsraum (Abb. 5). Hier werden auch die höchsten Akkumulationsraten von Biogenopal erreicht, nämlich mehr als  $0,01$  bis  $0,06 \text{ g cm}^{-2} 10^{-3}$  Jahre. Hohe Opalanteile kennzeichnen dabei nicht nur die Sedimente unter intensivem Auftriebsgeschehen, sondern auch jene Sedimente vor der Mündung des Senegal-Flusses.

Mit wachsender Küstenentfernung nehmen die Opalwerte rasch ab, bis zu einem Minimum im zentra-

Tabelle 1 Analysefehler.

	Art des Fehlers	Fehler, bedingt durch:	Größe des Fehlers	Vermeidung/Verminderung des Fehlers
<b>A: Isotopen-Analyse</b>				
	1. Meßfehler	Apparatur Menge des Analyse-Gases	bis $\pm 0,03 \%$ ?	— adäquate Probenmenge, vorherige Versuchsreihen
	2. Stichprobenfehler	Bioturbation Umlagerung Lateralzufuhr	? ? ?	Genauere Untersuchung der Sedimentgefüge (WETZEL, 1979) sowie Verwendung transportunempfindlichen Materials mit groben Korn-
<b>A: Isotopen-Analyse</b>				
	1. Meßfehler	Apparatur Menge des Analyse-Gases	bis $\pm 0,03 \%$ ?	— adäquate Probenmenge, vorherige Versuchsreihen
	2. Stichprobenfehler	Bioturbation Umlagerung Lateralzufuhr	? ? ?	Genauere Untersuchung der Sedimentgefüge (WETZEL, 1979) sowie Verwendung transportunempfindlichen Materials mit groben Korngrößen
	3. Diagenese-fehler	Lösung und Fällung von $\text{CaCO}_3$	?	
	4. Verschmutzungs-fehler	an Foraminiferenschalen fixiertes Feinmaterial	?	Säuberung der Proben im Ultraschall-Bad (mehrfach) und Sauberkeitskontrollen
<b>B: Korngrößenanalyse</b>				
	1. Meßfehler	Atterberg-Anlage Coulter-Counter	bis $5 \%$ bis $1,5 \%$ Eichfehler bis $5 \%$ Koinzidenzfehler	— — — —
	2. Stichprobenfehler analog zu A. 2			
<b>C: Opalanalyse</b>				
	1. Fehler aus der Korngrößen-analyse	(analog zu B.)		
	2. Meßfehler	Apparatur Temperaturschwankungen Erschütterungen	? ? ?	— Temperaturkonstanz erschütterungssich. Aufstellung
	3. Bestimmungs-fehler der Opal-anteile unter dem Mikroskop	(siehe SARNTHEIN, 1971)		
<b>D: Löslichkeitsbestimmung</b>				
	Analytische Fehler		2—3 % rel. Fehler	—

Table 1 Analytical errors.



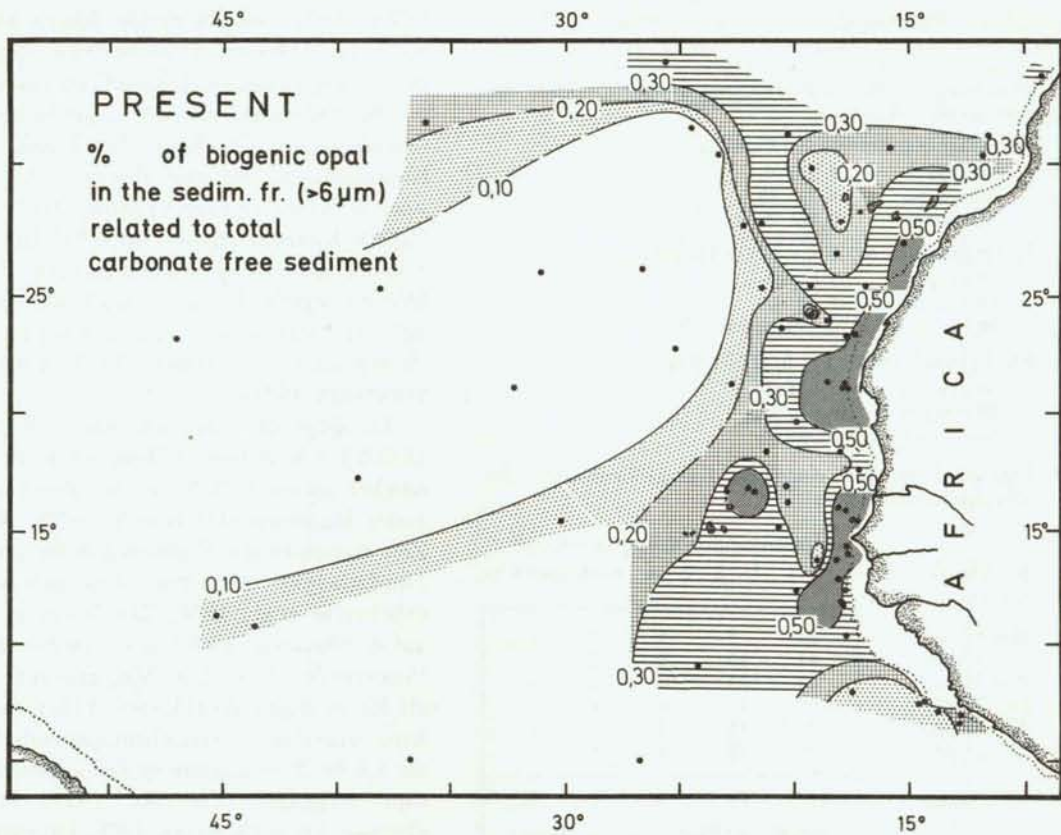


Abb. 5. Biogenopal mit Korngrößen über  $6\ \mu\text{m}$  in rezenten Oberflächensedimenten vor NW-Afrika. Die Opalanteile sind als % des karbonatfreien Sediments dargestellt.

Fig. 5. Biogenic opal with grain sizes larger than  $6\ \mu\text{m}$  in Present surface sediment samples off NW-Africa. Opal contents as % of the carbonate-free sediment.

Abb. 5. Biogenopal mit Korngrößen über  $6\ \mu\text{m}$  in rezenten Oberflächensedimenten vor NW-Afrika. Die Opalanteile sind als % des karbonatfreien Sediments dargestellt.

Fig. 5. Biogenic opal with grain sizes larger than  $6\ \mu\text{m}$  in Present surface sediment samples off NW-Africa. Opal contents as % of the carbonate-free sediment.

len subtropischen Atlantik. Von hier aus steigen die Werte nach Norden und Süden hin wieder an. Die niedrigen Opalanteile im zentralen Untersuchungsgebiet mögen dabei wohl auf eine niedrige Opalproduktion zurückgehen (LISITZIN et al., 1970). Der Anstieg der Opalwerte zum Äquator hin scheint die generell höhere Produktivität in äquatorialen Breiten widerzuspiegeln (DIETRICH et al., 1975).

In welchem Umfang hier auch weitere Faktoren wie Lösung von Opal oder örtliche Verdünnung durch Terrigenmaterial eine Rolle spielen, kann mit den bisher vorliegenden Daten nicht ermittelt werden. Opalakkumulationsraten, die bis heute nur für den küstennahen Sedimentationsraum bestimmt wurden, könnten vielleicht die Wirkmechanismen der Opalsedimentation verstehen helfen.

Zusammenfassend betrachtet ergibt sich eine allgemein nur untergeordnete Bedeutung des Biogenopals im Sediment: Der Anteil des Biogenopals beträgt in den Sedimenten des Arbeitsgebietes selten mehr als 3 % der essigsäureunlöslichen Siltfraktion mit Korngrößen über  $6\ \mu\text{m}$ . In den Oberflächensedimentproben erreicht er im Mittel 1,35 %, während des Klimaoptimums, vor 6.000 Jahren 1,86 % und zur Zeit des Hochglazials 1,81 % der karbonatfreien Sediment-

fraktion (Tab. 2 A). Außerdem ist der Biogenopal in den einzelnen Sedimentproben relativ einheitlich über das Korngrößenspektrum verteilt (Tab. 2 B). Demzufolge dürften also die Korngrößenverteilungen des karbonatfreien Sediments durch Opal nur unbedeutend verändert werden. Der biogene Opalanteil wurde daher nur in den rezenten Sedimenten als biogene Komponente berücksichtigt und vom karbonatfreien Sedimentanteil subtrahiert. Für die anderen „Zeitscheiben“ bei 6.000, 12.000 und 18.000 J. v. h. wurde der geringe Fehler, der aus dem Gehalt an Biogenopal resultiert, bei der Korngrößenbetrachtung in Kauf genommen.

#### 4. Stratigraphie

Die schnell akkumulierten Sedimente vor NW-Afrika spiegeln auch kurzzeitige Sauerstoffsotopenveränderungen des Ozeans wider. So werden auch Schwankungen erkennbar, deren Zeitspannen weniger als 1.000 bis 2.000 Jahre betragen haben. Die hohe Akkumulation von Foraminiferenschalen ermöglicht es außerdem,  $^{14}\text{C}$ -Altersdaten aus grobkörnigem Karbonat zu gewinnen, das in der Tiefsee nur in Ausnahmefällen vom horizontalen Strömungstransport erfaßt

Tabelle 2 Biogenopal.  
Table 2 Biogenic opal.

A. Opalanteil in der karbonatfreien Sedimentfraktion mit Korngrößen über 6 µm.

Oberflächensedimente (66 Proben)	
Mittelwert	1,347 %
Maximum	4,02 %
Minimum	0,16 %
Klimaoptimum, 6.000 J. v. h. (18 Proben)	
Mittelwert	1,857 %
Maximum	7,42 %
Minimum	0,035 %
Hochglazial, 18.000 J. v. h. (17 Proben)	
Mittelwert	1,814 %
Maximum	14,91 %
Minimum	0,059 %

B. Opalanteil in den einzelnen Korngrößenklassen der Oberflächensedimente.

Korngrößenklasse	Opalanteil pro Korngrößenklasse				
	0-1	1-2	2-4	4-8	über 8 %
über 60 µm	54	5	5	0	2
60-40 µm	41	13	9	2	1
40-28 µm	33	21	6	5	1
28-20 µm	30	15	16	4	1
20-12 µm	30	18	13	5	0
12- 6 µm	29	17	15	5	0
Summe	217	89	64	21	5
	Anzahl der Proben mit Opalanteil pro Korngrößenklasse.				

wird. 21 Sedimentkerne wurden nach Sauerstoffisotopenkurven eingestuft, deren Signalabfolgen nach <sup>14</sup>C-Altern „geeicht“ wurden. Diese Kurven wurden dann mit den Kurven des <sup>14</sup>C-Alters verglichen und die <sup>14</sup>C-Alter pro Korngrößenklasse

wird. 21 Sedimentkerne wurden nach Sauerstoffisotopenkurven eingestuft, deren Signalabfolgen nach <sup>14</sup>C-Altern „geeicht“ wurden. Diese Kurven wurden dann mit den Kurven des Karbonatgehaltes und des faunistischen Inhalts (PFLAUMANN, 1975; GARDNER, 1973; DIESTER-HAASS, 1975; CHAMLEY et al., 1977) verglichen. So konnten auch die anderen 13 Sedimentkerne stratigraphisch eingestuft werden. Außerdem war das 18.000 J. v. h.-Niveau an mehreren Kernen bereits durch McINTYRE et al. (1976) festgelegt worden. Dies wurde übernommen (Tab. 3).

Die letzten 20.000 J. v. h. sind weltweit durch einen markanten Wechsel von glazialen zu interglazialen Umweltbedingungen gekennzeichnet. Dies spiegelt sich auch in den marinen Sedimenten vor NW-Afrika wider (SHACKLETON, 1977; THIEDE, 1977; EMILIANI, 1955; PFLAUMANN, 1975). Niedrige Karbonatgehalte, δ<sup>18</sup>O-Maxima und Foraminiferengesellschaften kühlerer Wasserkörper kennzeichnen das Glazial, das Gegenteil das Interglazial. Deutliche Umweltveränderungen werden ebenfalls auf dem afrikanischen Festland beobachtet: Während des Hochglazials vor 18.000 Jahren waren die Wüsten am weitesten ausgebreitet. Anschließend schrumpften sie bis zu einem Minimum um 6.000 J. v. h. (SARNTHEIN, 1978). Arides Landklima scheint die Staubproduktion zu fördern, feuchteres Klima sie zu vermindern. Darauf weisen die Staubfänge während der „Sahel-Trockenperiode“

(1968—1973) hin: In diesen Jahren wurde pro Jahr wahrscheinlich doppelt soviel Staub ausgeblasen als in den vorangegangenen Jahren (PROSPERO et al., 1977).

Die Sedimente aus der Zeitscheibe 6.000 J. v. h. repräsentieren eine lange Feuchtzeit, das holozäne Klimaoptimum. Sie sind allgemein durch die leichtesten δ<sup>18</sup>O-Isotopenverhältnisse und die höchsten CaCO<sub>3</sub>-Konzentrationen im δ<sup>18</sup>O-Isotopenstadium I gekennzeichnet. Sie wurden in einer Zeit weltweiten Meeresspiegelhochstandes abgelagert. Die Sahara war auf eine sehr kleine Fläche zusammengeschrumpft (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; FAIRBRIDGE, 1960; SARNTHEIN, 1978).

Demgegenüber repräsentiert sich die Zeitscheibe 18.000 J. v. h. (CLINE & HAYS, 1976) als Gegenextrem, nämlich als ein 5.000 bis 6.000 Jahre andauerndes glaziales Maximum (DREIMANIS, 1977). Während dieser Zeit erreichten die Karbonatgehalte im Sediment des Nordatlantiks allgemein ein relatives Minimum (McINTYRE et al., 1976). Die Wüste in N-Afrika war auf ihr Maximum nach Süden und Norden ausgeweitet (SARNTHEIN, 1978). Der Meeresspiegel war um mehr als 100 m abgesenkt (HOLLIN, 1980). Im Ozeanwasser hatte sich das Sauerstoffisotopenverhältnis um mehr als 1,5 bis 2 ‰ zugunsten des schwereren δ<sup>18</sup>O-Isotops verändert (EMILIANI, 1955; SHACKLETON & OPDYKE, 1973; DUPLESSY, 1978; ERLKENKEUSER et al., in Vorb.).

Anders das frühe Stadium 1: Es repräsentiert nicht ein klimatisches Extrem, sondern einen Zeitraum stärkster Veränderungen: Schnelles Abschmelzen an den kontinentalen Eisschilden, mit großen Rückzugsraten der Gletscher auf der Nordhalbkugel (DREIMANIS, 1977; KENNET & SHACKLETON, 1975). (DREIMANIS, 1977; KENNET & SHACKLETON, 1975). Damit ging ein rascher Anstieg des Meeresspiegels einher (HOLLIN, 1980). Ähnlich markant war der Wechsel in den δ<sup>18</sup>O-Isotopenverhältnissen, der sich etwa zwischen 13.500 und 9.000 J. v. h. vollzog. Der krassste Wechsel in der δ<sup>18</sup>O-Isotopenzusammensetzung trat dabei zu Beginn der Umschwungsphase zwischen etwa 13.500 und 12.000 J. v. h. auf (ERLKENKEUSER et al., in Vorb.). Auf dem afrikanischen Kontinent gingen ähnlich drastische Veränderungen vor sich: So stiegen die Seespiegel der ostafrikanischen Seen und des Tschad-Sees an (BUTZER et al., 1972; SERVANT & SERVANT, 1973). Zwischen 13.000 und 11.800 J. v. h. erreichte die Sediment- und Süßwasserzufuhr aus dem Niger in den Golf von Guinea das erste nachglaziale Maximum (PASTOURET et al., 1978). Ebenfalls zu dieser Zeit durchbrach der Senegal-Fluß, dessen Quellgebiet in ähnlichen Breiten wie das des Nigers liegt, die „Ogolien“-Dünenbarrieren und mündete wieder in den Atlantik (MICHEL, 1973, 1980).

Anders das frühe Stadium 1: Es repräsentiert nicht ein klimatisches Extrem, sondern einen Zeitraum stärkster Veränderungen: Schnelles Abschmelzen an den kontinentalen Eisschilden, mit großen Rückzugsraten der Gletscher auf der Nordhalbkugel (DREIMANIS, 1977; KENNET & SHACKLETON, 1975). Damit ging ein rascher Anstieg des Meeresspiegels einher (HOLLIN, 1980). Ähnlich markant war der Wechsel in den δ<sup>18</sup>O-Isotopenverhältnissen, der sich etwa zwischen 13.500 und 9.000 J. v. h. vollzog. Der krassste Wechsel in der δ<sup>18</sup>O-Isotopenzusammensetzung trat dabei zu Beginn der Umschwungsphase zwischen etwa 13.500 und 12.000 J. v. h. auf (ERLKENKEUSER et al., in Vorb.). Auf dem afrikanischen Kontinent gingen ähnlich drastische Veränderungen vor sich: So stiegen die Seespiegel der ostafrikanischen Seen und des Tschad-Sees an (BUTZER et al., 1972; SERVANT & SERVANT, 1973). Zwischen 13.000 und 11.800 J. v. h. erreichte die Sediment- und Süßwasserzufuhr aus dem Niger in den Golf von Guinea das erste nachglaziale Maximum (PASTOURET et al., 1978). Ebenfalls zu dieser Zeit durchbrach der Senegal-Fluß, dessen Quellgebiet in ähnlichen Breiten wie das des Nigers liegt, die „Ogolien“-Dünenbarrieren und mündete wieder in den Atlantik (MICHEL, 1973, 1980).

## 5. Das Terrigensediment

Das terrigene Sediment im subtropischen Nordatlantik besteht zum größten Teil aus Tonen, siltigem Quarz

Tabelle 3 Sedimentalter und ihre Kerntiefen.

Table 3 Depths in cores of the 6,000, 12,000 and 18,000 years levels.

Kern Nr.	6.000	12.000 Jahre vor heute	18.000	Bemerkungen	Stratigraphie nach:
12309-2	42,5 cm	103 cm	180 cm		A
12310-4	22	63	102		A
12328-5	42,5	134	275	Turb. 142-148 cm	A
12329-6	12	30	53	Turb. 13-16 cm	A
12331-4	9	27	60	Turb. 11-15 cm 50-59 cm	A
12345-5	43	220	465		A
12347-2	50	138	265	<sup>18</sup> O-Var. 9 Proben	ABC
12379-1	40	130	220		B
12379-3	10			<sup>18</sup> O-Var. 0-225 cm	A
12392-1	23,5	70	150		A
13207-3	7	28	55	Turb. 59-74 cm	A
13209-2	10	20	50		B
13289-1	27				A
13289-2		87	135		A
M8-17B	20	73	140		BD
A180-73	9	20	45/38*		A
V10-83	7	21	36		BC
SP8-4		11	30*		B
V16-20	9,5	25	50*		B
V19-303	5	15	42		B
V20-241		20	37/30*		B
V22-194B		26	57		BE
V22-196B	15	32	65		A
V22-197	17	40	72*		A
V23-91	7	18	30		A
V23-93	10	17,5	34	Lösung v. CaCO <sub>3</sub>	AB
V23-100B	7,5	28	50		A
V25-44	11,5	22	40/30*		B
V26-41	7	23	43*		B
V27-178	8,5	25	55*		B
V31-2	6	24	50		B
V32-31	15	28	42,5		A
V32-32	5	19	37		B
V32-33	12				B

A = Stratigraphie nach <sup>18</sup>O-VariationenB = Stratigraphie nach CaCO<sub>3</sub> und Korngrößen

C = Stratigraphie nach PFLAUMANN (1975) u. mdl. Mitt.

D = Stratigraphie in Anlehnung an KUDRASS (1973)

E = Stratigraphie in Anlehnung an GARDNER (1973)

\* = 18.000 J. v. h. nach MCINTYRE et al. (1976)

Die Sedimentalter 4.000 und 22.000 J. v. h wurden aus dem Verlauf der Sedimentationskurven interpoliert.

A = Stratigraphie nach <sup>18</sup>O-VariationenB = Stratigraphie nach CaCO<sub>3</sub> und Korngrößen

C = Stratigraphie nach PFLAUMANN (1975) u. mdl. Mitt.

D = Stratigraphie in Anlehnung an KUDRASS (1973)

E = Stratigraphie in Anlehnung an GARDNER (1973)

\* = 18.000 J. v. h. nach MCINTYRE et al. (1976)

Die Sedimentalter 4.000 und 22.000 J. v. h wurden aus dem Verlauf der Sedimentationskurven interpoliert.

und Glimmer (BISCAYE, 1965). Die Mengen und Korngrößen von Quarz nehmen großräumig von einem Maximum vor der flußmündungsfreien, vollaren Saharaküste her ab. Sie weisen auf eine vorwiegend äolische Sedimentanlieferung (BELTAGY et al., 1972; KOLLA et al., 1979). In geringeren Mengen treten außerdem Karbonate, Feldspäte und andere Minerale auf, die allerdings wertvolle Anzeiger des Liefergebietes an Land sein können (JOHNSON, 1979). Pollen, Phytolithen und Schalen von Süßwasserdiatomeen geben zudem Aufschluß über äolische oder fluviatile Sedimentanlieferung und vorherrschende Landklimate (ROSSIGNOL-STRIK & DUZER, 1979; CARATINI et al., 1976; AGWU, 1979).

Eine Meßgröße zur quantitativen Bestimmung des Windstaubes im marinen Sediment existiert bisher nicht. Zwar vermutete RADZEWski (1939), daß der Anteil der durch FeOOH- und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Kornüberzüge

gelblich bis rötlich angefärbten Quarze als eine solche Meßgröße benutzt werden könnte. Leider ist dieser Anteil aber sehr variabel, wie GAME (1964) bei 25° N 400 km SW der Kanarischen Inseln beobachtete. Er sammelte hier einen farbquarzarmer Windstaub über einer Position, wo das Tiefseesediment farbquarzreich war.

Farbüberzüge auf Quarzkörnern sind nach FOLK (1976) und WALKER (1974) primär das Produkt einer Wechselfolge humider und arider Klimate an Land. Sie bilden sich in NW-Afrika vornehmlich am Südrand der Sahara (HOORE, 1964; MICHEL, 1973; CONRAD, 1969). Die Farbquarzzahl könnte demnach vielleicht verschiedene Staubliefergebiete unterscheiden helfen und die Art langfristiger und mehrfacher Bodenbildungen andeuten. Sie dürfte jedoch über die Art des Sedimenttransports nicht eindeutig Aufschluß geben. So ist z. B. der Farbquarzanteil in den Küstensedimen-

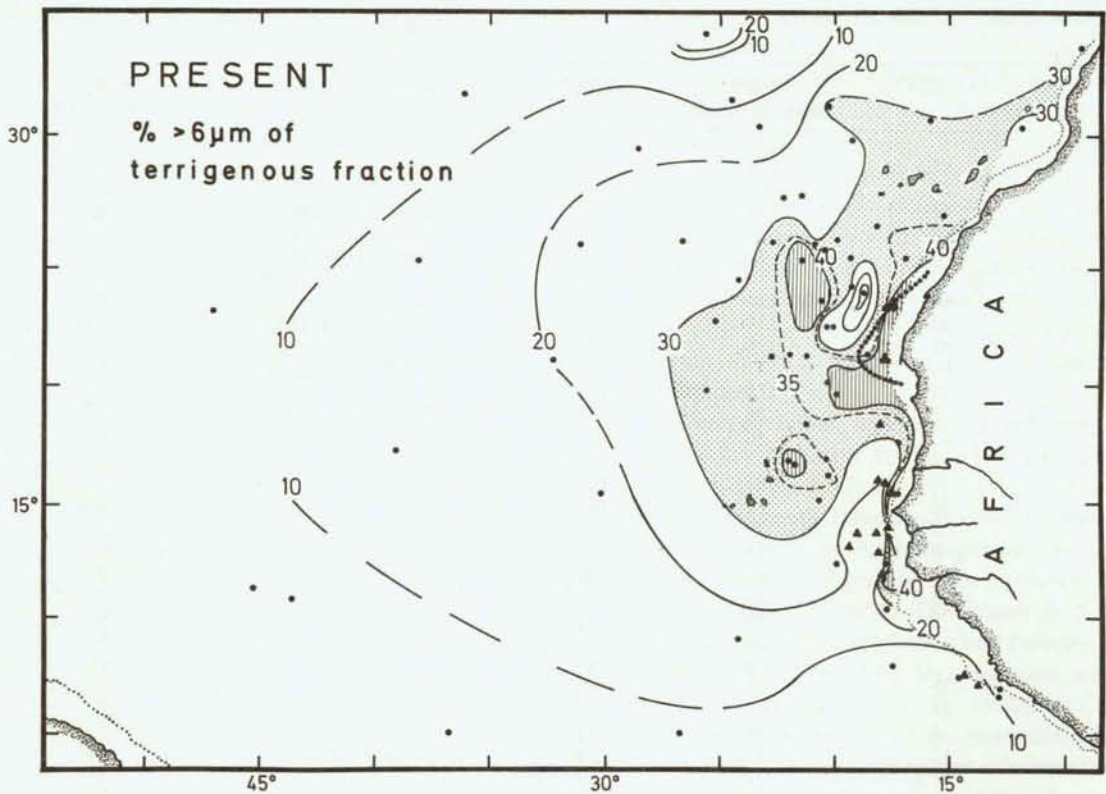


Abb. 6. Terrigener Silt mit Korngrößen über  $6\ \mu\text{m}$  in den rezenten Oberflächensedimenten vor NW-Afrika. Die Siltanteile sind als % des gesamten terrigenen Sediments dargestellt. Die perlschnurartig punktierte Linie vor der Saharaküste zwischen  $20$  und  $25^\circ\text{N}$  umrahmt das Vorkommen farbzarmen Staubs aus der NW-Sahara. Als Dreiecke eingetragene Proben zeigen eine zusätzliche Beimischung von feinkörnigem Sedimentmaterial, das aus Flußfracht stammt (vgl. Abb. 8, Probengruppe II).

rezenten Oberflächensedimenten vor NW-Afrika. Die Siltanteile sind als % des gesamten terrigenen Sediments dargestellt. Die perlschnurartig punktierte Linie vor der Saharaküste zwischen  $20$  und  $25^\circ\text{N}$  umrahmt das Vorkommen farbzarmen Staubs aus der NW-Sahara. Als Dreiecke eingetragene Proben zeigen eine zusätzliche Beimischung von feinkörnigem Sedimentmaterial, das aus Flußfracht stammt (vgl. Abb. 8, Probengruppe II).

ten Mauretaniens und Senegals variabel: Staub aus der Nordsahara erscheint hellweißlich ( $21^\circ\text{N}$ ,  $5\text{--}13\%$  Farbzarmen), jener aus der Südsahara rötlich ( $35\text{--}75\%$  Farbzarmen; KOOPMANN et al., 1979; KIPER, 1977).

Zur Erkennung von Windstaub wurden auch die Verhältniszahlen von Biotit zu Muskovit oder von Quarz zu Glimmer angeführt (CHAMLEY et al., 1977; SARNTHEIN & DIESTER-HAASS, 1977). Dieses Kriterium kann aber aufgrund der unterschiedlichen Verwitterungsresistenz dieser Minerale an Land (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970) und aufgrund des unterschiedlichen aerodynamischen Verhaltens dieser Körner nicht direkt angewandt werden.

Bei der vorliegenden Untersuchung wurde deshalb ein anderer Weg beschritten: Es wurden Korngrößenverteilungen der terrigenen Sedimentfraktion bestimmt, um äolisch, fluviatil oder marin-aquatisch angeliefertes Material zu unterscheiden. Darauf basiert dann die mengenmäßige Abschätzung des Windstaubs im Sediment.

Fig. 6. Terrigenous sediment proportion with grain sizes larger than  $6\ \mu\text{m}$ , of the total terrigenous sediment off NW-Africa. The dotted line off the coast between  $20$  and  $25^\circ\text{N}$  surrounds the occurrence of terrigenous sediment poor in stained quartz derived from the NW-Sahara. Samples indicated by triangles show an additional supply of fine sediment fraction ( $< 6\ \mu\text{m}$ ) due to fluvial influence (comp. Fig. 8, group II).

larger than  $6\ \mu\text{m}$ , of the total terrigenous sediment off NW-Africa. The dotted line off the coast between  $20$  and  $25^\circ\text{N}$  surrounds the occurrence of terrigenous sediment poor in stained quartz derived from the NW-Sahara. Samples indicated by triangles show an additional supply of fine sediment fraction ( $< 6\ \mu\text{m}$ ) due to fluvial influence (comp. Fig. 8, group II).

### 5.1. Rezente Oberflächensedimente

Entlang der Saharaküste bildet terrigener Silt mehr als  $40\%$  des gesamten terrigenen Sediments (Abb. 6). Er nimmt von hier aus nach Norden und Süden rasch, nach Westen jedoch mit flacheren Gradienten bis auf Werte unter  $10\%$  ab. Bei etwa  $20^\circ\text{N}$  geht eine sichelförmige Zunge mit Werten von über  $35\%$  von der Küste aus. Sie verläuft etwa  $200\text{ km}$  nach Westen, biegt nach Nordwesten und schließlich nach Norden um und reicht fast bis zu den Kanarischen Inseln. Sie umschließt auf diese Weise ein kontinentnahes Siltminimum ( $< 10\%$ ), dessen Zentrum bei  $24^\circ\text{N}/10^\circ\text{W}$  liegt, das „Rio de Oro“-Minimum.

Ein zweites kontinentnahes Siltminimum liegt südlich von  $18^\circ\text{N}$ . Es überzieht dort den Kontinentalfuß vor Senegal, Gambia und Südmauretanien, etwa zwischen  $10^\circ$  und  $17^\circ\text{N}$ . Ähnlich geringe Gehalte an Silt finden sich sonst nur in den küstenfernen Sedimenten des Atlantiks oder vor den Küsten Marokkos und Guineas, wo Flüsse einmünden.

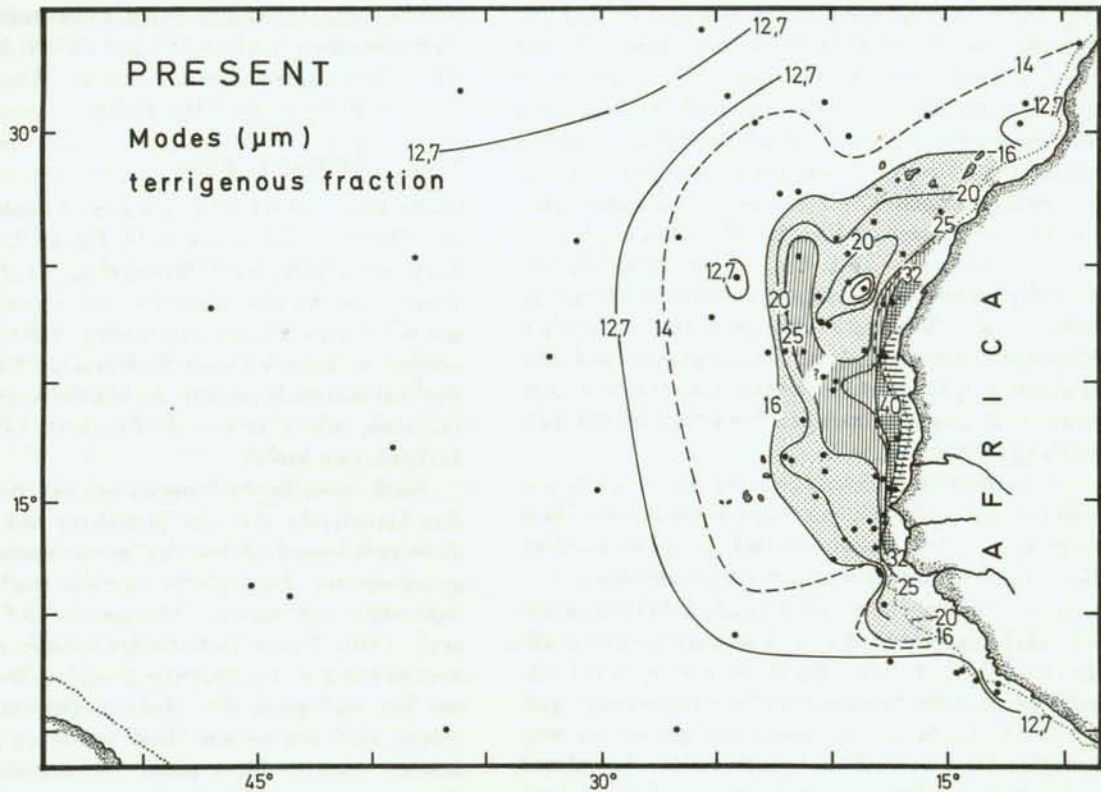


Abb. 7. Modalkorngrößen des terrigenen Silts mit Korngrößen über  $6 \mu\text{m}$  im rezenten Oberflächensediment vor NW-Afrika.

Fig. 7. Modal grain sizes of the terrigenous silt fraction with grain sizes larger than  $6 \mu\text{m}$ , in Present surface sediments off NW-Africa.

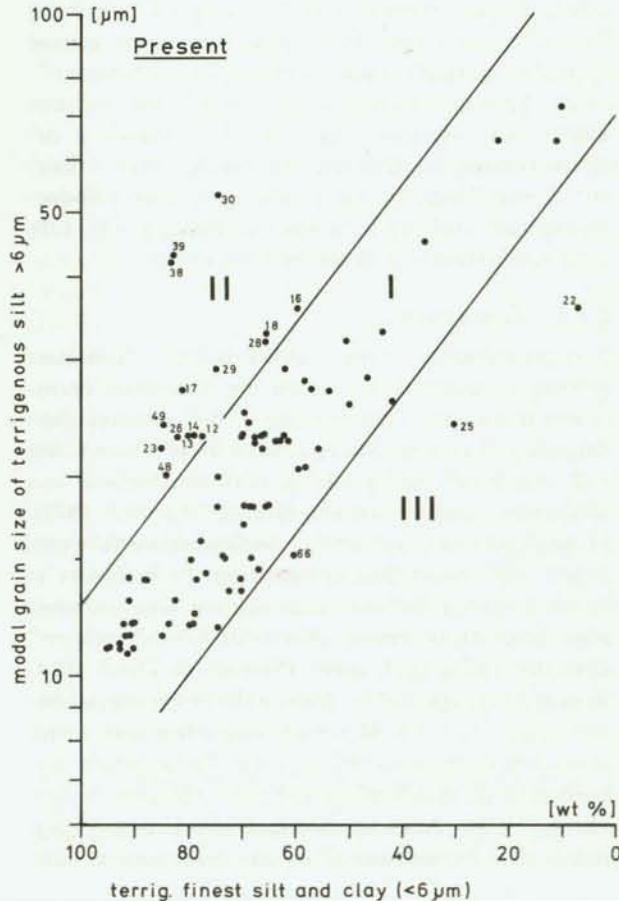
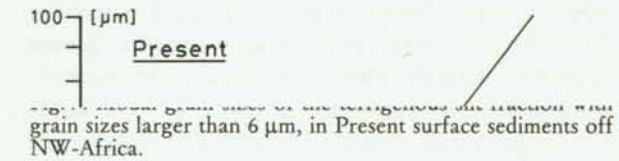
Das Terrigensediment ist allgemein reich an gelblich gefärbtem Quarz. Dieser macht zumeist mehr als 30 % des Quarzanteils aus. Demgegenüber sind jedoch unmittelbar vor der NW-Sahara gefärbte Quarze weniger häufig im Sediment vertreten, zumeist weniger als 10 %. Dies bewirkt fast weiß erscheinende Terrigensedimente, die allerdings nur in diesem kleinen, dreieckförmigen Flecken zwischen  $20^\circ$  und  $25^\circ$  N vorkommen (Abb. 6).

Das Terrigensediment ist allgemein reich an gelblich gefärbtem Quarz. Dieser macht zumeist mehr als 30 % des Quarzanteils aus. Demgegenüber sind jedoch unmittelbar vor der NW-Sahara gefärbte Quarze weniger häufig im Sediment vertreten, zumeist weniger als 10 %. Dies bewirkt fast weiß erscheinende Terrigensedimente, die allerdings nur in diesem kleinen, dreieckförmigen Flecken zwischen  $20^\circ$  und  $25^\circ$  N vorkommen (Abb. 6).

Die Modalkorngrößen des terrigenen Silts zeigen eine ähnliche Verbreitung wie die Prozentanteile des

Abb. 8. Korrelation zwischen dem terrigenen Feinanteil ( $< 6 \mu\text{m}$ ) (Abszisse) und der Modalkorngröße der terrigenen Siltfraktion ( $> 6 \mu\text{m}$ ), in rezenten Oberflächensedimenten vor NW-Afrika. I = Gruppe der kontinentferneren Proben; II = Gruppe der Proben vom Kontinentalfuß mit einer zusätzlichen Beimischung von Feinmaterial ( $< 6 \mu\text{m}$ ). Diese Proben sind in Abb. 6 als Dreiecke ausgewiesen. III = Gruppe der Sedimentproben mit einem relativen Feinkornmangel. Die Zahlen entsprechen Probennummern in Anhang 2.

Fig. 8. Correlation between the proportion of fine terrigenous sediment fraction ( $< 6 \mu\text{m}$ ) (abscissa) and the modal grain size of terrigenous silt ( $> 6 \mu\text{m}$ ) (ordinate), in Present surface sediments off NW-Africa. I = group of samples from far off the continent. II = group of samples from the continental rise showing an additional supply of fine terrigenous sediment due to river influence. These samples are indicated by triangles in Fig. 6. III = group of samples showing a relative deficit of fine particles ( $< 6 \mu\text{m}$ ). Numbers correspond to sample numbers in appendix 2.



Silts (Abb. 6, 7). Grobe Korngrößen sind entlang des afrikanischen Kontinentalrandes zwischen 15° und 23° N konzentriert. An diese etwa 100 km breite Zone mit Korngrößen über 40 µm schließt sich nach Westen ein etwa 500 bis 700 km breiter Mittelsiltbereich mit Korngrößen zwischen 20 und 40 µm an. In ihm ist eine Zone mit relativ größerem Sediment ausgebildet. In Form einer Zunge ragt sie bei 18° N, von der mauretischen Küste her, in den Ozean vor und biegt dann ähnlich der Zunge mit erhöhten Siltanteilen (Abb. 6) nach NW und N hin um. Das „Rio de Oro-Minimum“ liegt ganz analog zwischen ihr und dem afrikanischen Festland. — KOLLA et al. (1979) fanden in dieser Region ein ähnliches Phänomen bei der Verbreitung des Quarz.

In Küstenentfernungen von mehr als 700 km finden sich nur noch Modalkorngrößen unter 20 µm. Diese Feinsiltzone rückt jedoch nördlich 27° N und südlich 10° — 12° N unmittelbar an den Kontinent heran.

In Tiefseeproben sind die terrigenen Siltanteile und die zugehörigen Modalkorngrößen positiv miteinander korreliert (Abb. 6, 7, 8): Bei linear ansteigendem Siltanteil werden die Modalkorngrößen exponentiell gröber (Abb. 8). Dieser Zusammenhang gilt im überwiegenden Teil des Untersuchungsgebietes. Ausnahmen bilden mehrere Proben vom Kontinentalfuß vor Südmauretanien, Senegal und Gambia: Sie sind durch einen relativen „Überschuß“ feiner Korngrößen unter 6 µm charakterisiert (Abb. 6). Als weitere Ausnahmen kommen zwei Proben vom oberen Kontinentalhang dieser Region hinzu. Diese zeigen aber das genaue Gegenteil, nämlich einen relativen „Feinkornmangel“. Allerdings repräsentieren diese beiden Proben nur eine Fläche von wenigen 1.000 km<sup>2</sup>. Die Ursachen des Feinkornmangels scheinen demzufolge eher lokaler Art zu sein. Möglicherweise sind es intensivere Bodenströmungen (vgl. auch SEIBOLD & HINZ, 1974). Eine der Proben stammt z. B. aus einem Canyon.

### 5.1.1. Diskussion

Terrigensediment vom afrikanischen Kontinent gelangt im wesentlichen durch die folgenden Transportprozesse ins Tiefseesediment des subtropischen Atlantiks: Fluviales Material wird lokal injiziert, wie z. B. durch den Senegal-Fluß, und anschließend von Meeresströmungen weiterverbreitet (LANGE, 1975). Hangabtransport entnimmt Sedimentmaterial vom Schelf und oberen Kontinentalhang. Er befördert es durch Canyons auf die vorgelagerten Canyonfächer oder trägt es in einem „Korn-für-Korn-Transport“ über den Hang nach unten (SEIBOLD & HINZ, 1974; BEIN & FÜTTERER, 1977). Bodennahe Strömungen können einen Teil des Materials aufgreifen und weiter über den Kontinentalfuß und die Tiefseebenen verbreiten, z. B. im „Nepheloid Layer“ (BISCAYE & EITREIM, 1977). Äolische Sedimentanlieferung erfolgt durch den Nordostpassat in der bodennahen Luft-

schicht, aber besonders durch mitteltroposphärische Ostwinde, die zwischen 15° und 25° N die afrikanische Küste queren (SARNTHEIN & WALGER, 1974; CARLSON & PROSPERO, 1972, 1977).

### 5.1.2. Harmattan Winde

SEMMEHLACK (1934) bezeichnete jene trockenen, warmen Ostwinde, die oberhalb der Passatschicht aus der Sahara auf den Atlantik hinauswehen, als „Harmattan-Winde“. Sie werden allgemein in Druckniveaus zwischen 850 und 500 mb angetroffen. Über der Sahara können sie jedoch bis ins Bodenniveau hinabreichen. Ihre Luftmassen befördern die Hauptmenge des Saharastaubes, wie CARLSON & PROSPERO (1972, 1977) nachgewiesen haben.

Nach ihren Beobachtungen nehmen die Ostwinde ihre Staubfracht über der Südsahara und der Sahelzone vorwiegend entlang der Intertropischen Konvergenzzone auf. Hier gleitet nämlich trockene, heiße Saharaluft auf feuchte Monsunluft auf (ASPLIDEN et al., 1976). Starke Turbulenzen nehmen dabei Staub vom Boden auf, der dann von aufsteigenden Luftpaketen bis zur Spitze der Mischungsschicht hinaufgemischt wird. Die so mit Staub beladenen Luftmassen können dann in Form großer Staubausrüche nach Westen auf den Atlantik hinausgelangen. Die Staubbahnen überschreiten dabei die afrikanische Küste etwa zwischen 10° und 25° N, mit Zentrum bei 15° bis 18° N und breiten sich oberhalb der Passatschicht über den Atlantik aus. Ihre höchsten Staubkonzentrationen und Ausbreitungsgeschwindigkeiten werden dabei im Niveau um 700 mb beobachtet. Wie bei CARLSON & PROSPERO (1977) schematisch dargelegt, ziehen die Staubbahnen während des Sommers von der Küste aus zunächst in einem rechtsdrehenden Wirbel südlich der Kanarischen Inseln. Danach setzen sie ihren Weg fast geradlinig nach Westen bis Mittelamerika fort. Dieser sommerliche Staubtransport überwiegt mengenmäßig den winterlichen. Jener überschreitet die Küste zwar nur wenig weiter südlich, im Bereich Südmauretaniens und Senegals. Über dem Ozean setzt er aber dann seine Ausbreitung auf weiter südlich gelegenen Bahnen nach WSW fort. Sein Staub gelangt schließlich bis nach NE-Brasilien und Guyana (PROSPERO et al., 1979). Allgemein werden im Winter deutlich geringere Mengen transportiert.

Staubausschlag begleitet den gesamten Weg der Staubbahnen. Dabei sinken die Staubpartikel allgemein gravitativ nach unten. Die grobkörnigen fallen in nur wenigen Stunden, die feinkörnigen wesentlich langsamer ab. Zusätzlich verliert die Staubbahn Partikel aus dem gesamten Korngrößenspektrum durch turbulente Erosion an der Unterkante der Staubschicht, wo die kühle, feuchte Passatluft mit der Passatinversion angrenzt. Somit fallen nahe der Küste vor allem die größeren Körner aus. Nach und nach sinken auch vermehrt die feineren Staubpartikel ab, so daß in Barba-

dos schließlich nur noch Staubkörner ankommen, die kleiner als  $10\ \mu\text{m}$  sind (CARLSON & PROSPERO, 1972, 1977; SCHÜTZ, 1979). Dieser Prozeß dürfte das rezente Verbreitungsmuster der Terrigenkorngößen hervorrufen (Abb. 6, 7). Dies zeigen besonders die Ausbreitungsrichtungen des Terrigenkorns in einem rechtsdrehenden Haken südlich der Kanarischen Inseln an, die den Weg der heutigen Staubfahnen (MAYFIELD, 1975; KALU, 1979) geradezu nachzeichnen.

Interessanterweise besitzt das terrigene Siltsediment Modalkorngößen zwischen etwa  $16$  und  $60\ \mu\text{m}$ . Solche Korngößen sind charakteristisch für „kontinentale“ Lössse in verschiedenen Teilen der Erde (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970). Bereits nach SCHEIDIG (1934) sind solche Lössse auch am Südrand der Sahara „wahrscheinlich oder möglich“.

Der Südrand der Sahara ist genau der Bereich, in dem der Staub aufgewirbelt wird, der vom Harmattan nach Westen auf den Atlantik hinausgetragen wird. JAENICKE & SCHÜTZ (1978) haben an diesen Stäuben „lößähnliche“ Modalkorngößen zwischen  $20$  und  $60\ \mu\text{m}$  gemessen. Ähnliche Werte liegen auch von Staubproben aus der küstennahen Region vor, die von BEIN & FÜTTERER (1977) untersucht wurden.

Die Korngößen und ihre Verbreitung über den Atlantik deuten also auf das Harmattan-Windsystem als dominanten Liefermechanismus. Höhere Windstockwerke in über  $6.000\ \text{m}$  Höhe besitzen über der Sahara und dem benachbarten Ostatlantik teils westliche, im Sommer auch östliche Ausbreitungsrichtungen (NEWELL et al., 1972). Im übrigen beobachteten auch CARLSON & PROSPERO (1972) in diesen Höhen deutlich als dominanten Liefermechanismus. Höhere Windstockwerke in über  $6.000\ \text{m}$  Höhe besitzen über der Sahara und dem benachbarten Ostatlantik teils westliche, im Sommer auch östliche Ausbreitungsrichtungen (NEWELL et al., 1972). Im übrigen beobachteten auch CARLSON & PROSPERO (1972) in diesen Höhen deutlich geringere Staubkonzentrationen. Winde dieser Höhen dürften daher wohl nur in Einzelfällen gröberen Staub aus der Sahara in die Sedimente des Atlantiks einbringen.

### 5.1.3. Das bodennahe Windstockwerk, der Passat

Der Passat überstreicht das Untersuchungsgebiet allgemein von NE nach SE oder von NNE nach SSW. Vor Mauretanien und Senegal weht er zeitweilig sogar aus NW (NEWELL et al., 1972). Seine Geschwindigkeiten können  $15\ \text{ms}^{-1}$  übersteigen. Sie betragen jedoch im Mittel  $5$ – $8\ \text{ms}^{-1}$  auf den Kap Verdischen Inseln und  $5,3$ – $5,6\ \text{ms}^{-1}$  am Flughafen von Nouadhibou (JAENICKE & SCHÜTZ, 1978; SARNTHEIN & WALGER, 1974). Die Mächtigkeit der Passatschicht beträgt etwa  $1000$ – $1500\ \text{m}$ . Aufgrund des Küstenverlaufs kann der Passat nur Staub aus der NW-Sahara, vorwiegend nördlich von Kap Blanc, direkt auf den Atlantik hinaustransportieren. Seine Fracht ist arm an Farbquarz. Dies zeigt sich z. B. bei  $21^\circ\ \text{N}$  in den rezenten Sedimenten der Baie du Lévrier. Hier besteht der äolische Quarz generell zu weniger als  $10\ \%$  aus Farbquarz (KOOPMANN et al., 1979).

In den Sedimenten des Atlantiks tritt farbquarzarmes Terrigenmaterial nur in einer schmalen dreieckförmigen Zone vor der Saharaküste auf (Abb. 6). Das Vorkommen geht bei  $27^\circ\ \text{N}$  von der Küste aus und erweitert sich nach Süden. Bei  $20^\circ\ \text{N}$  reicht es etwa  $200\ \text{km}$  nach Westen in den Ozean hinein. Diese Form der Verbreitung und das farbquarzarme Material dürften demzufolge den Staubtransport des Passates widerspiegeln.

Allerdings erhält der Passat über dem gesamten Gebiet eine weitere Staubfracht, und zwar von oben aus dem Harmattan-Wind. Staubkörner, die den Harmattan verlassen, müssen zunächst die Passatschicht durchfallen, bevor sie ins Meer gelangen. Dabei werden sie nicht mehr nach Westen oder Nordwesten transportiert, sondern nach Südwesten. Bei einer Passatgeschwindigkeit von  $5\ \text{ms}^{-1}$  betrüge dieser Transport für  $50\ \mu\text{m}$ -Körner ca.  $30\ \text{km}$ , für  $24\ \mu\text{m}$ -Körner nahezu  $150\ \text{km}$  und für  $12\ \mu\text{m}$ -Körner bereits  $650\ \text{km}$ . Dies gilt allerdings nur, solange die Staubkörner in der Passatschicht auch als Einzelkörner erhalten bleiben.

Allerdings zeigt Staub, der im Meeresniveau gesammelt wurde, hohe Anteile aggregierter Terrigenpartikel, oft bis über  $50\ \%$ . Diese Aggregate bestehen aus locker miteinander verbundenen Terrigenpartikeln verschiedener Korngößen (RADCZEWSKI, 1939; GAME, 1964; DELANY et al., 1967; RYDALL & PROSPERO, 1972; vgl. auch LEPPE, 1975). Dies kann damit erklärt werden, daß Staubkörner, die vom trocken-heißen Harmattan in den relativ kühl-feuchten Passat übertreten, dort als Kondensationskeime wirken.

Im weiteren Verlauf dieses Kondensationsprozesses wachsen die Wassertropfchen und mithin aggregieren (vgl. auch LEPPE, 1975). Dies kann damit erklärt werden, daß Staubkörner, die vom trocken-heißen Harmattan in den relativ kühl-feuchten Passat übertreten, dort als Kondensationskeime wirken.

Im weiteren Verlauf dieses Kondensationsprozesses wachsen die Wassertropfchen und mithin aggregieren auch einzelne Staubpartikel zu Aggregaten. Dies bewirkt eine Zunahme der Fallgeschwindigkeit des Staubes und demzufolge eine Verminderung der Transportweiten. Besonders die Transportweiten der ursprünglich feinen Staubkörner dürften auf diese Weise entscheidend vermindert werden. Diese in der Passatschicht gebildeten lockeren Aggregate sind im marinen Sediment nicht erhaltungsfähig. Zwar treten in geringer Anzahl silikatisch zementierte Aggregate auf, diese stammen jedoch wohl vom Land, nämlich aus den „Croûtes Ferrugineuses“ im Süden der Sahara.

Wie weit der Passat den Harmattan-Staub nach Südwesten weitertransportiert, ist also nachträglich nicht rekonstruierbar. Unabhängig davon begrenzt aber die Intertropischen Konvergenzzone den Staubtransport des Passates nach Südwesten. Sie liegt im Juli bei etwa  $15^\circ\ \text{N}$  und im Januar etwas südlich des Äquators (CARLSON & PROSPERO, 1977; NEWELL et al., 1972). An ihr dürften auch die letzten Staubreste aus der Passatluft ausgewaschen werden.

### 5.1.4. Meeresströmungen und Hangabtransport

Die bisher bekannten Meeresströmungen vor der Sahara sind vorzugsweise Nord-Süd oder Süd-Nord

ausgerichtet (DIETRICH et al., 1975). Terrigenmaterial, das vom afrikanischen Kontinent her in den Atlantik gelangt, kann allein aufgrund dieser Strömungsrichtungen nicht direkt nach Westen transportiert werden. Vielmehr wird es entlang dem afrikanischen Kontinent hin und her transportiert. Auf diese Weise wird z. B. Flußfracht aus dem Senegal bis rund 250 km nördlich der Flußmündung hangparallel verfrachtet (LANGE, 1975).

Aus dem Zusammenwirken zwischen diesen in etwa hangparallelen Meeresströmungen, der wiederholten Aufwirbelung durch Bodenwühler (WETZEL, 1981), sowie der Gravitationskraft, resultiert aber zugleich ein Hangabtransport von Sedimentkörnern (vgl. NEWTON et al., 1972; SEIBOLD & HINZ, 1974; DIESTERHAASS & MÜLLER, 1980). Er betrifft nach BEIN & FÜTTERER (1977) am oberen Kontinentalhang vor Kap Blanc auch Feinsand- und Siltkorngrößen. Kleinere benthonische Foraminiferen, wie z. B. kleinwüchsige Schelf-Bolivinen, werden ebenfalls bis auf den Kontinentalfuß hinabtransportiert (LUTZE et al., 1979).

Wie vergleichende Messungen im Silt-Fallrohr gezeigt haben, besitzen die kleinwüchsigen Schelf-Bolivinen (LUTZE, 1980) im Vergleich zu ihrer Siebkorngröße nur etwa  $\frac{1}{2}$  so große hydraulische Äquivalentkorngrößen: 63–80  $\mu\text{m}$  große Exemplare (Siebkorngröße) durchfallen eine Wassersäule wie Quarzkugeln von 40–55  $\mu\text{m}$ . Solche mit Größen von 80–125  $\mu\text{m}$  entsprechen Quarzkugeln von 55–75  $\mu\text{m}$  Durchmesser. Jene Exemplare, die mehr als 125  $\mu\text{m}$  groß sind, verhalten sich wie Quarzkugeln von mehr als 75  $\mu\text{m}$ . Nach GRABERT (1971) dürften sich leere Foraminiferenschalen beim Transport durch horizontale Strömungen in der Natur wie Partikel mit noch 80–125  $\mu\text{m}$  entsprechen Quarzkugeln von 55–75  $\mu\text{m}$  Durchmesser. Jene Exemplare, die mehr als 125  $\mu\text{m}$  groß sind, verhalten sich wie Quarzkugeln von mehr als 75  $\mu\text{m}$ . Nach GRABERT (1971) dürften sich leere Foraminiferenschalen beim Transport durch horizontale Strömungen in der Natur wie Partikel mit noch kleineren Äquivalentkorngrößen verhalten. Demzufolge dürften die allochthonen Schelf-Bolivinen wohl am ehesten einen Hangabtransport widerspiegeln, der vor allem feine Korngrößen bis hin zum Mittelsilt von 20–40  $\mu\text{m}$  erfaßt.

Das äolisch angelieferte Terrigenmaterial, das über dem Schelf und oberen Kontinentalhang in die Wassersäule eintaucht, unterliegt natürlich einem Transport durch Strömungen: Feinkörniges Staubmaterial wird somit teilweise aussortiert oder an der Sedimentation gehindert und dann auf den tieferen Hang und auf den Hangfuß verlagert. Mit diesem Prozeß läßt sich die relative Feinkornarmut der Sedimente auf dem Schelf und oberen Kontinentalhang erklären (vgl. FÜTTERER, 1980) (Abb. 6, 8).

Gemäß dem Strömungssystem im Atlantik (DIETRICH et al., 1975; DIETRICH & ULRICH, 1976) werden Staubpartikel, die über dem kontinentfernen Atlantik niedergehen, mit den Oberflächenströmungen nach Südwesten und tiefer, im nordatlantischen Zwischenwasser in gleiche Richtungen verdriftet. Anschließend im Tiefenwasser, unterhalb von ca. 1000 m, werden sie zunächst nach Norden, dann wiederum nach Süden transportiert.

In der Tiefsee aber erscheint der terrigene Silt im allgemeinen einförmig und unabhängig von den Bodenformen der Tiefsee verbreitet. Lediglich im Kanarenbecken, bei ca. 30° N und 25° W, östlich der Großen Meteorbank, weist die ungleichmäßige Verbreitung des Feinsilts auf eine Umlagerung durch Bodenströmungen hin. Ansonsten dürfte Feinsilt aber kaum über Distanzen von mehr als 500 bis 1000 km verlagert worden sein. Im übrigen wären Umlagerungen mit dem bestehenden Probennetz erst erfassbar, wenn sie über mehr als 1000 km hinausreichen.

Allgemein sollten auch feinste Staubpartikel rasch vom Meeresspiegel zum Meeresboden hinabgelangen. Tonige Staubpartikel bilden nämlich beim Kontakt mit Meerwasser Aggregate (WHITEHOUSE et al., 1960) und durchfallen daher die Wassersäule beschleunigt. Zudem bündeln Suspensionsfresser den Hauptteil dieser Aggregate zu Kotpillen, die ähnlich schnell wie Feinsandkörner absinken (SMAYDA, 1971). Obwohl die Kotpillen auf ihrem Weg zum Meeresboden teilweise aufgelöst werden können, dürften die entsprechenden Partikel den Meeresboden in wenigen Tagen oder Wochen erreichen.

#### 5.1.5. *Kleinräumige Phänomene der Sedimentverbreitung*

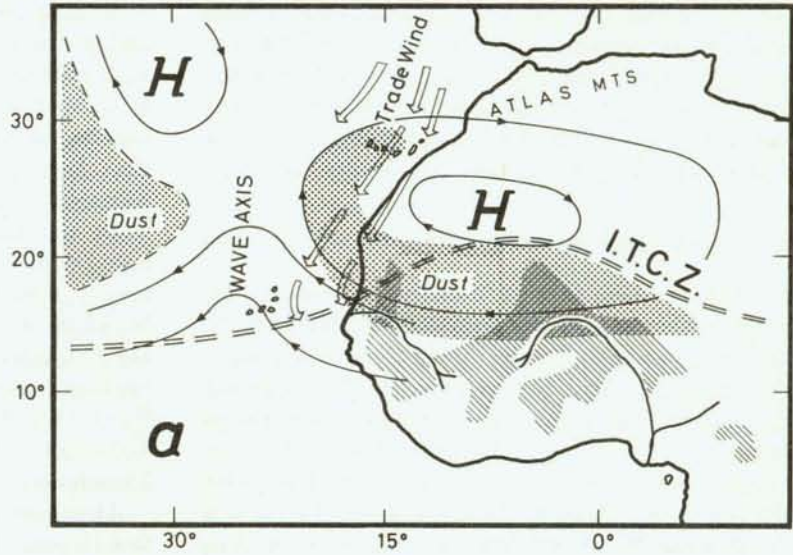
In der Nähe des afrikanischen Kontinents wird die großräumige Sedimentverbreitung von kleinräumigen Phänomenen überlagert: Ein Siltminimum vor Rio de Oro und ein westlich davon gelegenes sichelförmiges Siltmaximum überspannen als sich ergänzende Strukturen eine nahezu 700 km weite Zone südlich der In der Nähe des afrikanischen Kontinents wird die großräumige Sedimentverbreitung von kleinräumigen Phänomenen überlagert: Ein Siltminimum vor Rio de Oro und ein westlich davon gelegenes sichelförmiges Siltmaximum überspannen als sich ergänzende Strukturen eine nahezu 700 km weite Zone südlich der Kanarischen Inseln. Dabei verhalten sich ihre Modal-korngrößen zum Silanteil ebenso, wie es auch an den übrigen kontinentfernen Sedimentproben beobachtet wurde (Abb. 8). Daher liegt es nahe, die Staubtrajektorie im Harmattan als Ursache für diese beiden Strukturen anzusehen.

Tatsächlich fanden CARLSON & PROSPERO (1977) und TETZLAFF & WOLTER (1979) hakenförmige Stromlinien im 700 und 500 mb-Niveau über dieser Region. Diese resultieren nach TETZLAFF & WOLTER (1979) aus einem Wechselspiel zwischen „Easterly-Wave“-Störungen, dem Azorenhoch und einem Wärme-Hoch über der Sahara südlich des Atlas (Abb. 9): In den Sommermonaten von Juni bis September weitet sich das Sahara-Wärme-Hoch in Druckniveaus von 700 und 500 mb häufig nach Westen aus. Dieser Vorgang tritt etwa alle 4 bis 5 Tage im Gefolge durchziehender Easterly-Waves auf. In 75 % der Fälle liegt dabei die Westgrenze des Sahara-Wärme-Hochdruckgebietes südlich der Kanarischen Inseln. Die Winde aus dem Gebiet der Südsahara folgen dann gebogenen Stromlinien und erzeugen so sichelförmige Staubtrajektorien über dem Ostatlantik südlich der Kanarischen Inseln. Diese Trajektorien sind in Lage und Ausrichtung der



Abb. 9. Schematische Darstellung der Strömungen in der mittleren und unteren Atmosphäre bei einem Ausbruch von Sahara-Luft im Juli. Im Gefolge einer „Easterly-Wave“-Störung umfließt Staub (gepunktet) aus den lateritischen Gebieten der Südsahara und der Sahel-Zone (schräg schraffiert) das Sahara-Wärme-Hoch südlich der Kanarischen Inseln auf rechts-gebogenen Stromlinien. Aus SARNTHEIN et al. (1981).

Fig. 9. Schematic representation of lower mid tropospheric flow patterns and underlying trade winds associated with an Easterly-Wave and a Saharan air outbreak during July. Dust (dotted) originating from lateritic soil areas (hatched) on the African continent, follows curved streamlines south of the Canary Islands. From SARNTHEIN et al. (1981).



sichelförmigen Verbreitung größerer Korngrößen vergleichbar. Gebogene Staubtrajektorien lassen sich im übrigen auch auf einigen Satellitenbildern deutlich erkennen (MAYFIELD, 1975; KALU, 1979).

Das Siltminimum von Rio de Oro (bei 24° N und 19° W) liegt etwa im Zentrum dieser rechtsdrehend-sichelförmigen Transportbahnen des Harmattanstaubs. Feinsiltkorngrößen unter 12 µm prägen seine Sedimente. Ein zusätzlicher Feinkornanteil läßt sich darin jedoch nicht feststellen (Abb. 6, 8), so daß von daher eine äolische Sedimentanlieferung am Ende einer langen kreiselnden Staubtrajektorie vermutet werden darf. Andererseits beobachteten FAHRBACH & MAUDS (1978) am Kontinentalhang, nur ca. 150 km von diesem Siltminimum entfernt, kurzzeitige, maximale Strömungsgeschwindigkeiten von 40 cms<sup>-1</sup> in Richtung Nord. Die Strömungen gehen aber wohl auf „Interne Wellen“ zurück und bleiben auf den Kontinentalhang beschränkt. Lediglich eine Sedimentprobe aus der Nähe des Strömungsmeßpunktes zeigt einen zusätzlichen Feinkornanteil („Meteor“-Probe 12379-1 = 18 in Abb. 8), der durch solche nordgerichteten Strömungen verursacht sein mag. Ob dieser Strömungstransport allerdings bis ins Rio de Oro-Minimum hineinreicht, kann mit den vorliegenden Korngrößendaten nicht erfaßt werden.

Ein zweites Siltminimum tritt als küstenparallele Süd-Nord-Zunge in den Sedimenten der Kontinentalfußregion zwischen den Kap-Verdischen Inseln und Südmauretanien, Senegal und Gambia auf. Anders als im Rio de Oro-Minimum besitzen die Sedimente hier einen zusätzlichen Feinkornanteil (Abb. 6, 8). Diesen mit fluvialer Sedimentanlieferung aus den benachbarten Flüssen Senegal, Gambia und Saloum zu verbinden, liegt nahe. Der Senegal als der bei weitem größere Fluß dürfte dabei wohl den Hauptteil liefern. Nach den Untersuchungen im Amazonasbecken (GIBBS, 1967) transportieren Tieflandflüsse wie der

Amazonas und Xingu vorwiegend Material mit Korngrößen unter 10 µm.

Selbst Flüsse in gebirgigen Gegenden führen kaum gröberes Material in Suspension. Die maximalen Korngrößen erreichen auch hier „nur“ etwa 15 bis 20 µm. In Analogie dürften wohl ebenfalls die westafrikanischen Tieflandflüsse Senegal, Gambia und Saloum vorwiegend feine Korngrößen von unter 10 µm anliefern. Schließlich weisen auch die Stillwassersedimente des Senegal-Ästuars (KIPER, 1977) auf eine hohe Feinkornanlieferung durch den Senegal hin.

Fluviatile Roll- und Sprungfracht können zwar im Unterlauf des Senegals Modalkorngrößen bis über 300 µm erreichen (KIPER, 1977). Sie liefern jedoch 10 µm anliefern. Schließlich weisen auch die Stillwassersedimente des Senegal-Ästuars (KIPER, 1977) auf eine hohe Feinkornanlieferung durch den Senegal hin.

Fluviatile Roll- und Sprungfracht können zwar im Unterlauf des Senegals Modalkorngrößen bis über 100 µm erreichen (KIPER, 1977). Sie gelangen jedoch zum größten Teil bereits im Ästuar zur Ablagerung. Als an den Boden gebundene Fracht können ihre Komponenten, selbst wenn sie über die Mündung hinausgelangen, nicht in nennenswerten Mengen bis an die hier untersuchten Probenpositionen auf dem offenen Kontinentalfuß transportiert werden. Vielmehr dürften sie den tiefsten Bodenformen folgen und dann in die Canyons und weiteren Kanalsysteme abgeführt werden.

Demgegenüber kann das fluviale Feinkorn frei über den Kontinentalhang und die Fußregion, auch außerhalb der morphologischen Einschnitte verbreitet werden (LANGE, 1975). Somit dürfte der zusätzliche Feinkornanteil wohl am ehesten die fluviale Sedimentanlieferung und dessen anschließende freie Verbreitung durch Meeresströmungen widerspiegeln.

Zusammenfassend erscheint also die Sedimentanlieferung vom Nordafrikanischen Kontinent in den Atlantik vorwiegend durch Harmattan-Winde in Höhen zwischen ca. 850 und 500 mb zu erfolgen. Der Passat liefert eine selbst aufgewirbelte Staubfracht und trägt jene, die er vom Harmattan erhält, nach SSW weiter. Transport durch Meeresströmungen scheint besonders am Kontinentalhang wirksam zu werden.

Als Hangabtransport führt er zu einem relativen Feinkornmangel besonders in den dortigen Schelfsedimenten. Fluviales Feinkornmaterial wird als Suspension lokal injiziert und durch marine Strömungen und Hangabtransport über die Kontinentalfußregion verteilt, unabhängig von den Bodenformen der Tiefsee.

## 5.2. Sedimentkern 13289-1/2

Der Sedimentkern 13289-1/2 stammt aus etwa 150 km Küstenentfernung vor der zentralen Sahara bei 18° N. Dieser Kern soll als Beispiel für die übrigen untersuchten Kerne im Detail diskutiert werden. Er wurde aus ca. 2.500 m Wassertiefe von einer untermeerischen Kuppe entnommen, die etwa 300–500 m über den umgebenden Ozeanboden aufragt. In der Atmosphäre dieses Gebietes verlaufen die dominanten Trajektorien des rezenten Harmattan-Staubes. Somit sollte im Kern 13289-1/2 nur terrigenes Sediment, das äolisch angeliefert wurde, akkumuliert worden sein. Folglich dürften hier die zeitlichen Veränderungen der Staubaanlieferung auch besonders leicht erfaßbar sein, da der laterale Antransport zumindest von siltigem Terrigensediment durch marine Bodenströmungen von vornherein auszuschließen sein dürfte. Allenfalls Feinschweb mag von seitlich auf die Kuppe antransportiert worden sein.

Entlang des Sedimentkernes 13289-1/2 variiert das karbonatfreie (terrigen) Sediment analog zu den Sauerstoffisotopen: Korngrößenminima entsprechen  $\delta^{18}\text{O}$ -Minima in den Stadien 1, 3 und 5, die durch ein warmes Globalklima geprägt waren. Korngrößenmaxima korrespondieren mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima, die kalte Klimaphasen anzeigen (Abb. 10).

Im einzelnen werden folgende Fluktuationen sichtbar: Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenkurve und die Korngrößenkurven zeigen für das mittlere Stadium 1 ein deutliches Minimum. An den Flanken dieses Minimums, nämlich zur Sedimentoberfläche hin und im liegenden frühen Stadium 1, sind mittlere Werte kennzeichnend. Dieser Kurvenverlauf hebt das mittlere Stadium 1 als ein etwa 4.000 Jahre dauerndes Siltminimum hervor, dessen Zentrum bei 6.000 J. v. h. liegt.

Demgegenüber wird im Stadium 2 ein Korngrößenmaximum beobachtet. Die Modalkorngrößen liegen allgemein bei 50  $\mu\text{m}$ , und die Siltanteile betragen über 60 %. Dies Maximum überspannt einen Zeitraum von 6.000–8.000 Jahren. Sein Zentrum liegt etwa bei 18.000 J. v. h.

Mittlere  $\delta^{18}\text{O}$ - und Korngrößenwerte von 25–32  $\mu\text{m}$ , sowie Siltanteile von 40–60 % kennzeichnen das Stadium 3 im Liegenden. Die Werte für das darunter liegende Stadium 4 sind im Vergleich dazu wieder

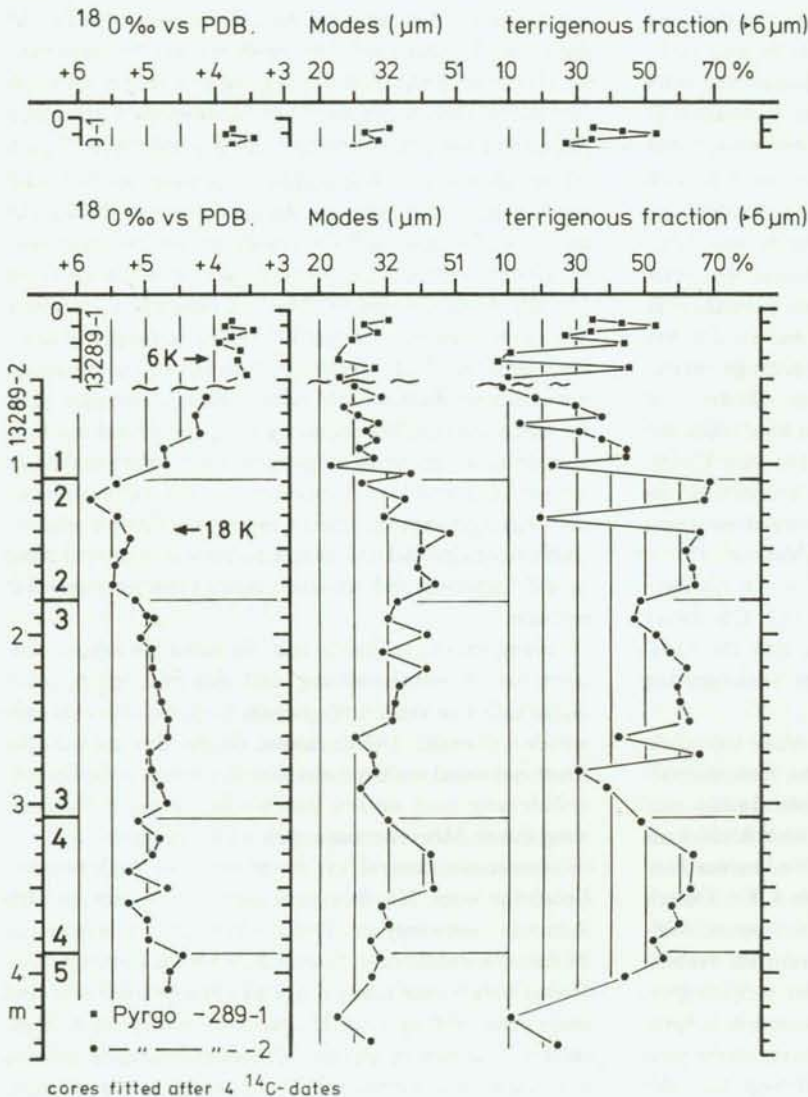


Abb. 10. Variationen entlang dem Sedimentkern 13289-1/2. Links:  $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen von *Pyrgo* sp. (ERLENKEUSER et al., in Vorb.). Mitte: Modalkorngrößen des terrigenen Silts. Rechts: Anteile des terrigenen Silts mit Korngrößen über 6  $\mu\text{m}$ , als % vom gesamten Terrigen.

Fig. 10. Variations along sediment core 13289-1/2. Left:  $\delta^{18}\text{O}$ -variations of *Pyrgo* sp. (ERLENKEUSER et al., in prep.). Middle: Modal grain sizes of terrigenous silt (> 6  $\mu\text{m}$ ). Right: Proportion of terrigenous silt with grain sizes larger than 6  $\mu\text{m}$ , % of the total terrigenous sediment.

deutlich höher. Sie sind dem Stadium 2 vergleichbar. Erst im darunter liegenden Stadium 5 werden wieder Korngrößen- und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erreicht, die jenen des Stadiums 1 ähnlich sind.

Diese Variationen des terrigenen Sediments sind auf Schwankungen in der äolischen Anlieferung begründet, da eine laterale Zufuhr siltigen Sediments aufgrund der Kuppenlage auszuschließen ist. Auch dürfte keine nennenswerte Auswaschung oder selektive Sedimentation, was beides zu einer relativen Vergrößerung des Terrigenes führen kann, stattgefunden haben. Für eine „normale“ Sedimentation sprechen nämlich unter anderem auch die Akkumulationsraten des Terrigenes (Kap. 6).

Um die Schwankungsbreite der Terrigenzufuhr grundsätzlich zu erfassen, werden in Anlehnung an die CLIMAP-Gruppe (CLINE & HAYS, 1976; SARNTHEIN, 1978) die Sedimente der „Zeitscheiben“ 6.000, 12.000 und 18.000 J. v. h. beispielhaft untersucht. Die Korngrößenverbreitungen werden im folgenden auf Karten dargestellt. Die Dichte des Probenetzes (34 Sedimentkerne) ist jedoch geringer als beim Oberflächen-sediment (80 Oberflächenproben), so daß sich kleinräumige Veränderungen kaum feststellen lassen.

### 5.3. Letztes Klimaoptimum, 6.000 J. v. h.

Die karbonatfreien Siltanteile nehmen allgemein vom Kontinent her nach Westen ab (Abb. 11). Parallel zur Küste verläuft allerdings ein langgestrecktes Siltminimum mit Siltanteilen von weniger als 10 bis 20 %. Es säumt die Küste zwischen 10° und 25° N und greift bis etwa 300 km nach Westen in den Atlantik hinein.

Die karbonatfreien Siltanteile nehmen allgemein vom Kontinent her nach Westen ab (Abb. 11). Parallel zur Küste verläuft allerdings ein langgestrecktes Siltminimum mit Siltanteilen von weniger als 10 bis 20 %. Es säumt die Küste zwischen 10° und 25° N und greift bis etwa 300 km nach Westen in den Atlantik hinein. Die höchsten Siltwerte, von über 30 %, werden westlich davon, in ca. 500 km Küstenentfernung beobachtet. Dieses Siltmaximum liegt nördlich der Kap-Verdischen Inseln. Ferner besitzen noch einige Proben nordwestlich der Kanarischen Inseln Siltanteile von über 30 %. Siltanteile unter 10 % treten allgemein im kontinentferneren pelagischen Bereich südlich von 10° N und westlich von 40° bis 45° W auf.

Die Karte der Modalkorngrößen (Abb. 12) zeigt fast ausschließlich Feinsilt- und nur kaum Mittelsiltkorngrößen zwischen 20 und 40  $\mu\text{m}$ . Die höchsten Werte liegen interessanterweise vor Nordsenegal zwischen 15° und 18° N. Von dort aus ziehen dann Mittelsiltkorngrößen bis 700 km nach Westen und Nordwesten in den Atlantik hinein. Hierin mag zwar eine hakenförmige Ausbreitungsrichtung nach Nordwesten angedeutet sein, sie kann aber aufgrund der geringen Probindichte nicht endgültig bestätigt werden.

Die Modalkorngrößen des Klimaoptimums steigen in den kontinentferneren Proben mit linear wachsenden Siltanteilen exponentiell an (Abb. 13), ähnlich wie im Rezenten. Die kontinentnahen Proben folgen dieser Beziehung jedoch nicht. Übernimmt man zur Angrenzung der beiden Probengruppen voneinander

die bei rezenten Proben angewandte Feldertrennung (diagonale Linien in Abb. 8), so zeigt sich, daß im Vergleich zu den kontinentfernen Proben ein relativer Feinkornüberschuß nahezu alle Proben vom oberen Kontinentalfuß zwischen 12° und 25° N charakterisiert (die betreffenden Proben sind in Abb. 11 als Dreiecke bezeichnet). Relative Feinkornarmut tritt nur in einer Probe vom tieferen Kanarenbecken auf.

#### 5.3.1. Diskussion

Wie bei den rezenten Korngrößen (Abb. 6, 7) nahmen auch während des holozänen Klimaoptimums die Modalkorngrößen und Siltanteile großräumig von der Saharaküste aus nach Westen, Norden und Süden ab. In den küstenferneren Bereichen waren die Korngrößen des Klimaoptimums nur geringfügig verschieden im Vergleich zum Oberflächenniveau. Dies mag zum Teil auch auf der geringeren Probindichte im 6.000 J. v. h.-Niveau beruhen. Die Probenabstände betragen meist mehr als 1.000 bis 1.500 km.

In den küstennahen Bereichen, bis etwa 1.000 km Küstendistanz, waren jedoch die Modalkorngrößen damals (Abb. 12) deutlich feiner: Insbesondere fehlte damals eine deutliche sichelförmige Ausbreitung der Terrigenkorngrößen auf die Kanarischen Inseln zu, die ja für das rezente Verbreitungsmuster bezeichnend ist. Außerdem waren damals die Siltanteile allgemein wesentlich geringer, besonders in den Sedimenten der oberen Kontinentalfußregion. Mit Ausnahme einer einzigen Probe von vor Kap Blanc (21° N) besaßen hier nämlich alle Proben einen deutlichen Feinkornüberschuß im Vergleich zu den Proben aus dem kontinentfernen Atlantik (Abb. 13). Dies kann in Analogie zum Rezenten mit fluvialer Feinkornanlieferung von Korngrößen unter 10  $\mu\text{m}$ , sowie mit den Verlagerungen dieses Materials über den Kontinentalhang und -fuß erklärt werden. Die gegenüber dem Rezenten größere Flächenausdehnung des Feinkornüberschusses dürfte gleichzeitig eine intensivere Flußanlieferung und eine möglicherweise verstärkte Nordverbreitung des Feinmaterials für das Klimaoptimum anzeigen. Der auf zwei Proben beschränkte Feinkornüberschuß vor der Westsahara (23° N) könnte allerdings ebenfalls ein fluviales Geschehen in der NW-Sahara, nördlich von 21° N anzeigen. An Land wurden dafür jedoch bisher keine Hinweise gefunden (PETIT-MAIRE, 1980).

Die Korngrößenverbreitung des Klimaoptimums zeigt aber trotzdem auch im küstennahen Bereich gemeinsame Züge mit dem Rezenten: Die größten Modalkorngrößen (Abb. 7, 12) finden sich um 6.000 J. v. h. ebenso wie im Rezenten in der Nähe des afrikanischen Kontinentalrandes zwischen 15° und 20° N. Zudem sind in den dortigen Proben ebenfalls „lößähnliche“ Modalkorngrößen zwischen 20 und 60  $\mu\text{m}$  zu beobachten. In Analogie zum Rezenten wird daher

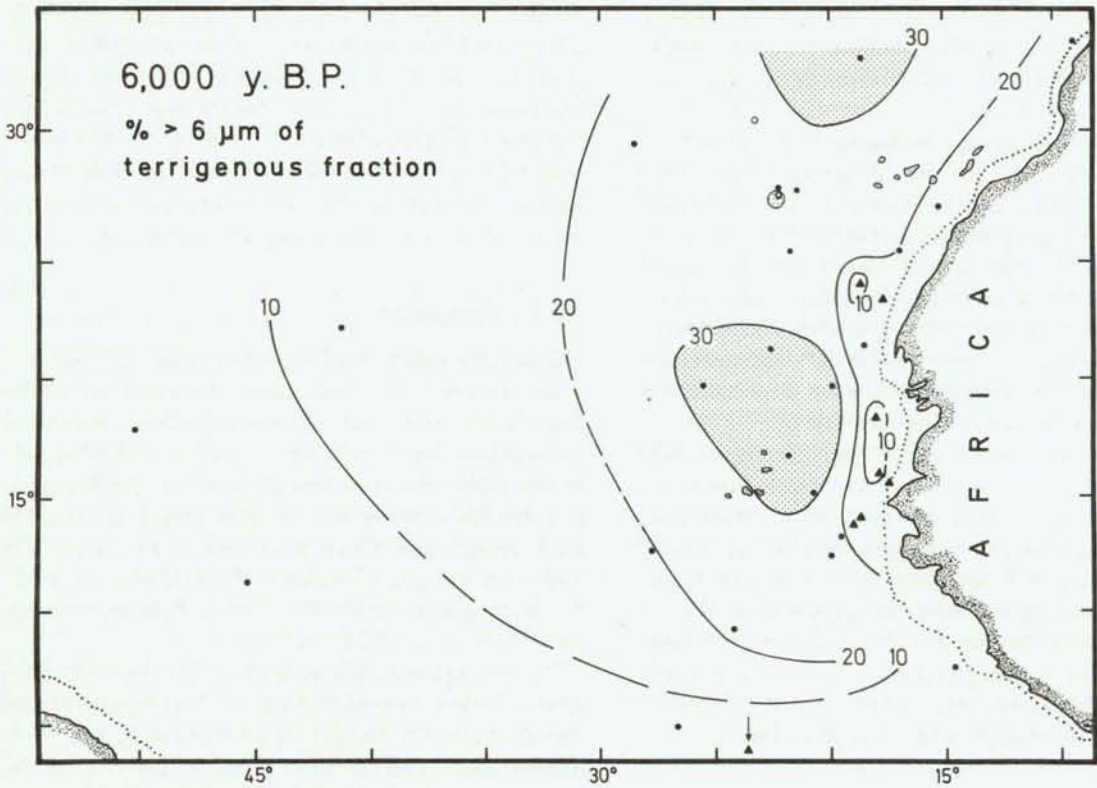


Abb. 11. Klimaoptimum. Terrigener Silt mit Korngrößen über  $6\ \mu\text{m}$  im Sediment vor NW-Afrika. Die Siltanteile sind als % des gesamten Terrigens dargestellt. Mit Dreiecken bezeichnete Proben zeigen eine zusätzliche Beimischung von feinkörnigem Sediment ( $< 6\ \mu\text{m}$ ), das aus Flußfracht stammt. (Vgl. Abb. 13, Proben-Gruppe II.)

Fig. 11. Climatic optimum. Proportion of terrigenous silt with grain sizes larger  $6\ \mu\text{m}$  in the sediments off NW-Africa. Samples marked by triangles show an additional supply of fine grained terrigenous sediment ( $< 6\ \mu\text{m}$ ) due to fluvial influence (comp. Fig. 13, group II).

über  $6\ \mu\text{m}$  im Sediment vor NW-Afrika. Die Siltanteile sind als % des gesamten Terrigens dargestellt. Mit Dreiecken bezeichnete Proben zeigen eine zusätzliche Beimischung von feinkörnigem Sediment ( $< 6\ \mu\text{m}$ ), das aus Flußfracht stammt. (Vgl. Abb. 13, Proben-Gruppe II.)

ten Probenpositionen herangelangen konnte. Dieser grain sizes larger  $6\ \mu\text{m}$  in the sediments off NW-Africa. Samples marked by triangles show an additional supply of fine grained terrigenous sediment ( $< 6\ \mu\text{m}$ ) due to fluvial influence (comp. Fig. 13, group II).

auch die damalige, großräumige Verbreitung des terrigenen Silts auf ein Harmattan-Windsystem zurückgeführt. Das Vorkommen der größten Modalkorngrößen vor der mauretanischen Küste zwischen  $15^\circ$  und  $20^\circ$  N zeigt außerdem an, daß der Harmattan des Klimaoptimums etwa in den gleichen Breiten verlief wie der rezente.

Im Gegensatz zur heutigen Situation ist aber für das Klimaoptimum eine sichelförmige Ausbreitung des Staubes nach Nordwesten, wenn überhaupt, nur sehr schwach angezeigt. Dies dürfte auf einen schwächeren sommerlichen Staubtransport während des Klimaoptimums hinweisen, dessen Ursache möglicherweise ein gegenüber dem Rezenten schwächeres Wechselspiel zwischen den tropischen Easterly-Waves und den Wärme-Hochdruckgebieten über der NW-Sahara gewesen ist (vgl. Kap. 5.1).

Die damals deutlich feineren Modalkorngrößen in den landnahesten Proben vor Senegal und Südmauretanien mögen teilweise durch die weiter landeinwärts verschobene Küste (EINSELE et al., 1974) mitverursacht sein. Dadurch verlängerte sich nämlich der Transportweg des Windstaubs über dem Wasser um bis zu  $50\ \text{km}$ , so daß besonders das Grobkorn mit Korngrößen über  $40\ \mu\text{m}$  in geringerem Maße an die untersuch-

ten Probenpositionen herangelangen konnte. Dieser „Küstenlinien-Effekt“ kann aber die generell feineren Modalkorngrößen und die geringeren Siltanteile in kontinentfernen Tiefseesediment nicht verursacht haben. Dies steht vielmehr mit einem während des Klimaoptimums schwächeren Harmattan in Zusammenhang.

Farbquarzarmer Staub aus der NW-Sahara, der analog zum Rezenten den bodennahen Staubtransport des Passates anzeigen könnte, tritt in den Sedimenten des Klimaoptimums nicht auf. Dies dürfte darauf hinweisen, daß der Passat während dieser Zeit wesentlich schwächer als vergleichsweise im Rezenten war. Für andere Ursachen, wie z. B. eine dichte Vegetationsdecke, die als Schutz vor Ausblasung gewirkt haben könnte, sind bisher keine Anzeichen gefunden worden. Zwar zeigen die Landfaunen fürs Klimaoptimum eine geringere Aridität an, eine geschlossene Vegetationsdecke dürfte sich nördlich  $21^\circ$  N aber trotzdem nicht entwickelt haben (PETIT-MAIRE, 1980). Eine Abschwächung des Passates wurde bereits von PARKIN et al. (1974) und von ROSSIGNOL-STRIK & DUZER (1979) vermutet.

Zusammenfassend spiegelt also die Korngrößenverbreitung des holozänen Klimaoptimums folgende

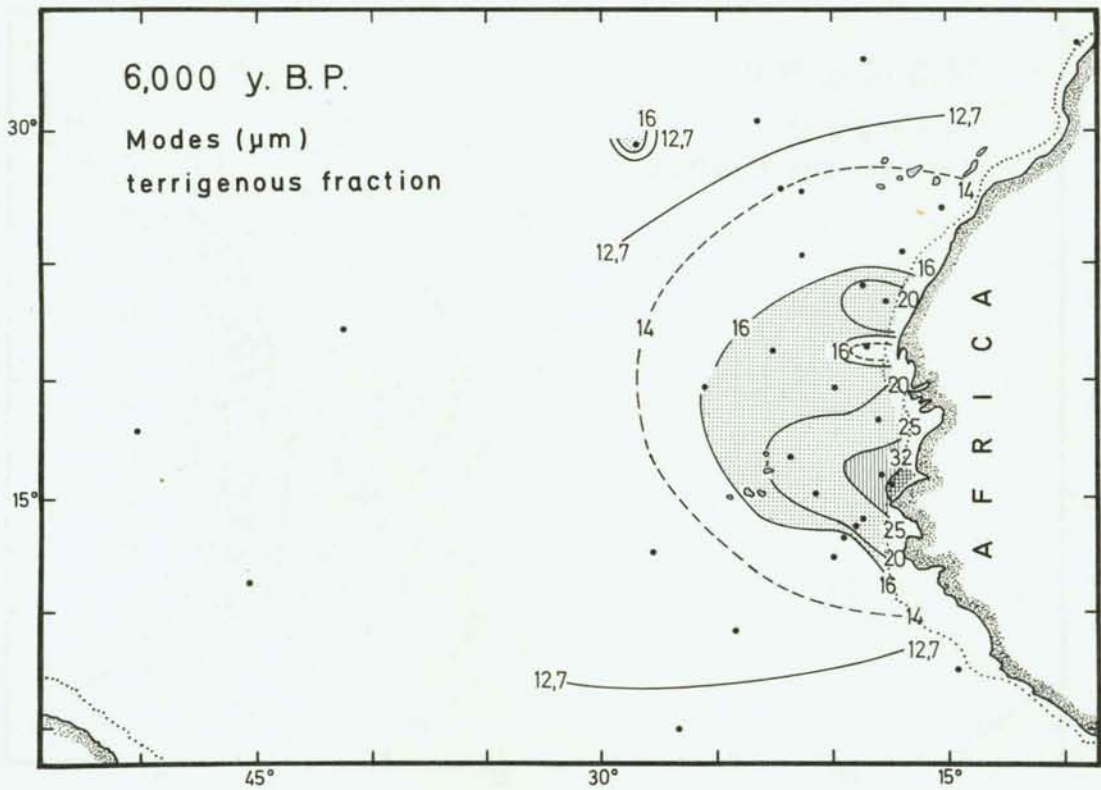


Abb. 12. Klimaoptimum. Modalkorngrößen des terrigenen Silts mit Korngrößen über 6 µm im Sediment vor NW-Afrika.

Fig. 12. Climatic optimum. Modal grain sizes of the terrigenous silt fraction with grain sizes larger than 6 µm, in the sediments off NW-Africa.

Terrigenanlieferung wider: Ein gegenüber heute schwächerer Harmattan lieferte bedeutend weniger Mittel- und Grobsilt aus der Südsahara und dem Sahelgebiet. Diese Proben sind in Abb. 11 als Dreiecke ausgewiesen.

nous silt fraction with grain sizes larger than 6 µm, in the sediments off NW-Africa.

Terrigenanlieferung wider: Ein gegenüber heute schwächerer Harmattan lieferte bedeutend weniger Mittel- und Grobsilt aus der Südsahara und dem Sahelgebiet. Eine Verdünnung dieses farbquarzreichen Staubs durch farbquarzarmen Staub aus der Nord-Sahara fand dabei offenbar nicht statt. Über den Kontinentalfuß vor Senegal und Mauretanien erfolgte eine gegenüber dem rezenten stärkere fluviale Schüttung. Dadurch wurde eine vermehrte Beimischung von tonigen und feinst-siltigen Klastika zum Staubsediment in

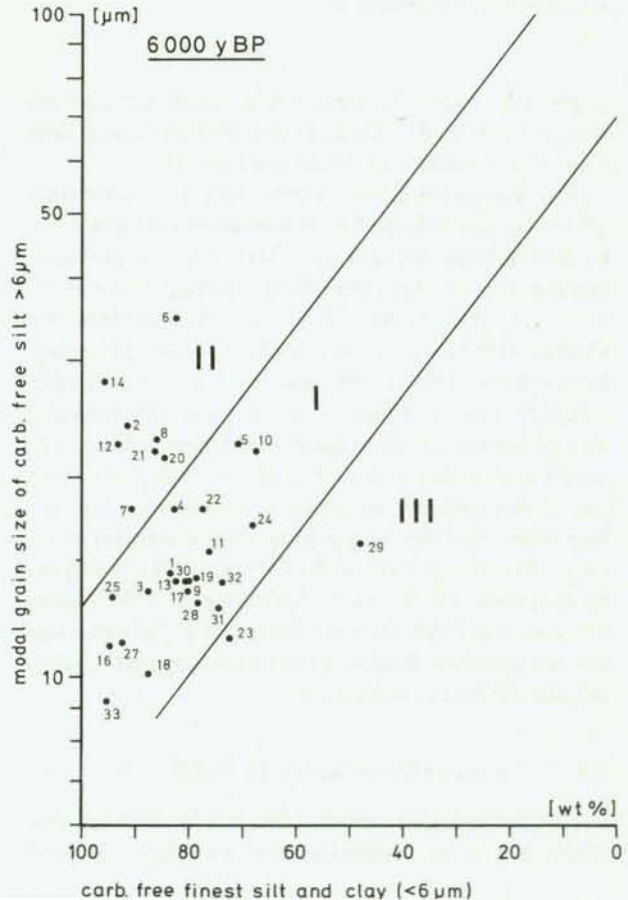


Abb. 13. Klimaoptimum. Korrelation zwischen dem terrigenen Feinanteil (Abszisse) und der Modalkorngröße der Siltfraktion (Ordinate) im Sediment vor NW-Afrika. I = Gruppe der kontinentfernen Proben. II = Gruppe der Proben vom Kontinentalfuß, die eine zusätzliche Beimischung von Feinmaterial (< 6 µm) zeigen. Diese Proben sind in Abb. 11 als Dreiecke ausgewiesen. III = Gruppe der Proben mit relativer Feinkornarmut. Die Feldertrennung entspricht der in Abb. 8. Die Zahlen entsprechen Probennummern in Anhang 3.

Fig. 13. Climatic optimum. Correlation between the proportion of terrigenous fine fraction (< 6 µm) (abscissa) and the modal grain sizes of terrigenous silt (> 6 µm) (ordinate), in the sediments off NW-Africa. I = group of samples from far off the continent. II = group of samples from the continental rise showing an additional supply of fine fraction (< 6 µm) due to fluvial influence. These samples are marked by triangles in Fig. 11. The separating lines are the same as in Fig. 8. The numbers correspond to sample numbers in appendix 3.

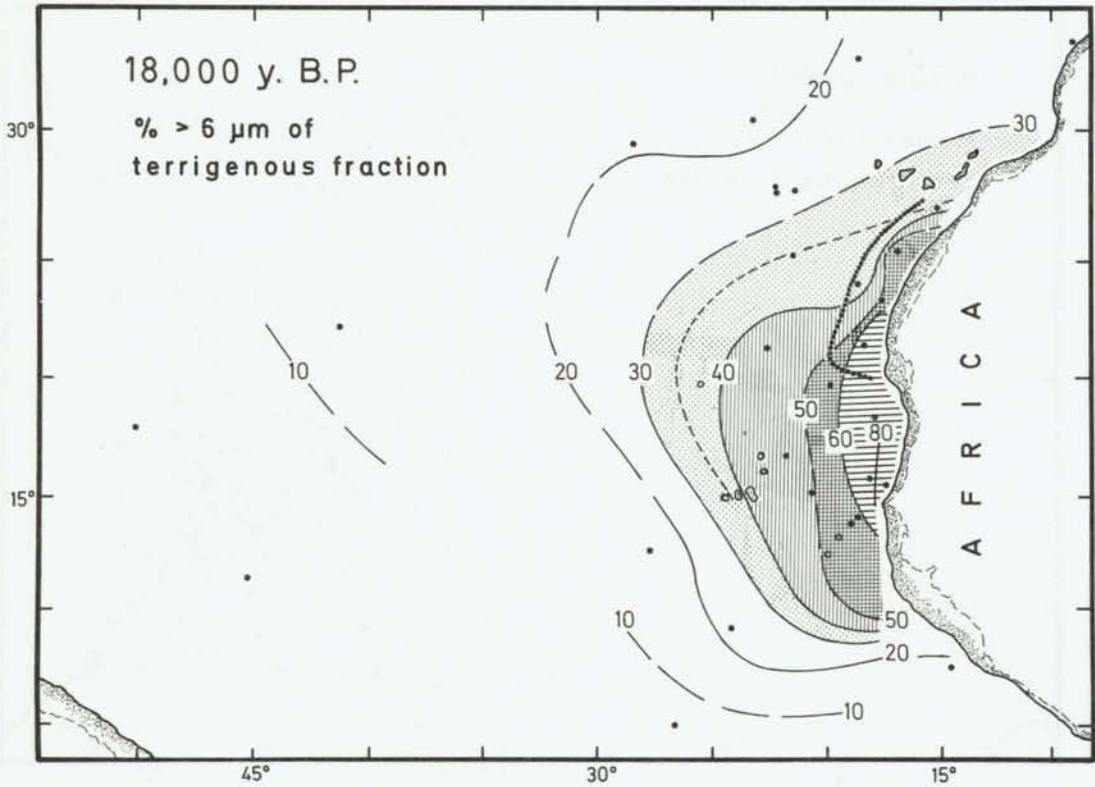


Abb. 14. Glaziales Maximum. Terrigener Silt mit Korngrößen über  $6 \mu\text{m}$  im Sediment vor NW-Afrika. Die Siltanteile sind als % der karbonatfreien Sedimentfraktion dargestellt. Die perschnurartig punktierte Linie vor der afrikanischen Küste zwischen  $20^\circ$  und  $27^\circ$  N umrahmt das Vorkommen farbquarzarmer Terrigenmaterials.

Fig. 14. Glacial maximum. Terrigenous silt with grain sizes larger than  $6 \mu\text{m}$  in the sediment off NW-Africa. The dotted line off the coast between  $20^\circ$  and  $27^\circ$  N surrounds the occurrence of terrigenous sediment poor in stained quartz.

dieser Region bewirkt. Demzufolge dürfte zur Zeit des über  $6 \mu\text{m}$  im Sediment vor NW-Afrika. Die Siltanteile sind als % der karbonatfreien Sedimentfraktion dargestellt. Die perschnurartig punktierte Linie vor der afrikanischen Küste zwischen  $20^\circ$  und  $27^\circ$  N umrahmt das Vorkommen farbquarzarmer Terrigenmaterials.

$27^\circ$  N (Abb. 14). Werte von 40 bis 50 % überspannen rafter über  $6 \mu\text{m}$  in die Sediment vor NW-Afrika. Die dotted line off the coast between  $20^\circ$  and  $27^\circ$  N surrounds the occurrence of terrigenous sediment poor in stained quartz.

dieser Region bewirkt. Demzufolge dürfte zur Zeit des Klimaoptimums das Klima in der Südsahara und dem Sahelgebiet feuchter als heute gewesen sein.

Ein humideres Klima wurde auch von SARNTHEIN (1978) für das holozäne Klimaoptimum nachgewiesen. Er beobachtete nämlich für diese Zeit die geringste Ausdehnung des Trockengebietes in Nordafrika. Hinweise auf ein humideres Klima wurden ebenfalls von MICHEL (1980) im Tal des Senegal-Flusses gefunden. PETIT-MAIRE (1980) rekonstruierte ein Vordringen sahel-typischer Landfaunen entlang der Atlantikküste bis mindestens  $21^\circ$  N anhand von datierten Knochenfunden. Gleichlautend sind auch die Interpretationen von Pollenspektren mehrerer Tiefseekerne von vor Kap Blanc und der Senegalmündung (CARATINI et al., 1976; ROSSIGNOL-STRICK & DUZER, 1979). DIESTERHAASS (1976, 1980), sowie CHAMLEY et al. (1977) leiteten aber aus ihren Untersuchungen an Tiefseekernen aus der gleichen Region das genaue Gegenteil, nämlich ein arideres Landklima ab.

#### 5.4. Letztes Hochglazial, 18.000 J. v. h.

Die Maxima des terrigenen Silts, mit Werten bis über 50 %, liegen in Kontinentnähe zwischen  $12^\circ$  und

$27^\circ$  N (Abb. 14). Werte von 40 bis 50 % überspannen daran anschließend eine unregelmäßig nach Westen und Nordwesten ausgebuchtete Fläche mit einer maximalen Küstendistanz von 700 bis 800 km. Von dort aus sinken die Werte radial auf unter 10 % in den küstenfernen Teilen ab. Eine Zunge mit leicht erhöhten Siltanteilen geht von der mauretanischen Küste bei  $18^\circ$  bis  $20^\circ$  N aus. Sie erstreckt sich dann nach Westen und Nordwesten ins Kanaren-Becken hinein. Das Vorkommen farbquarzarmer Sedimente beschränkt sich auf einen ca. 200 bis 500 km breiten Streifen entlang der NW-Sahara, nördlich von Kap Blanc, zwischen etwa  $20^\circ$  und  $27^\circ$  N.

Die Modalkorngrößen (Abb. 15) erreichen entlang der afrikanischen Küste ( $12^\circ$  und  $27^\circ$  N), über einen Streifen von ca. 150 bis 200 km Breite, Werte von über  $40 \mu\text{m}$ . Solche Werte waren vergleichsweise im Rezenten nur an Proben vom oberen Kontinentalhang zu beobachten, die unter dem Einfluß starken Hangabtransportes standen (Abb. 6; Kap. 5.1). Mit zunehmender Entfernung von diesem Maximum nehmen die Modalkorngrößen dann allseitig bis auf Werte unter  $11 \mu\text{m}$  ab. Der Isolinenverlauf deutet dabei im Bereich der Kap-Verdischen Inseln eine SW-Ausrichtung an. Im Unterschied zu den Siltanteilen scheinen die

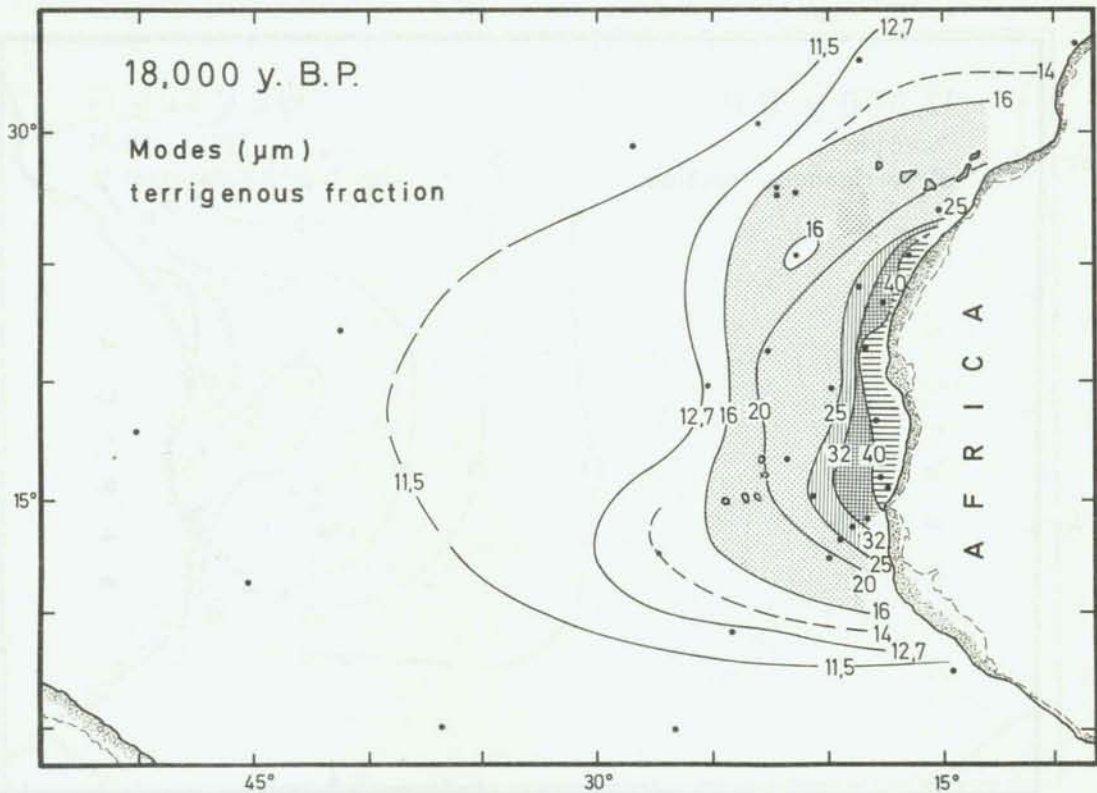


Abb. 15. Glaziales Maximum. Modalkorngrößen des terrigenen Silts mit Korngrößen über  $6 \mu\text{m}$ , im Sediment vor NW-Afrika.

Fig. 15. Glacial maximum. Modal grain sizes of the terrigenous silt fraction larger  $6 \mu\text{m}$ , in the sediments off NW-Africa.

Modalkorngrößen nicht deutlich nach NW, ins Kanaren-Becken hinein, ausgerichtet.

Die Modalkorngrößen und die Siltanteile der terrigenen Silts mit Korngrößen über  $6 \mu\text{m}$ , im Sediment vor NW-Afrika.

Modalkorngrößen nicht deutlich nach NW, ins Kanaren-Becken hinein, ausgerichtet.

Die Modalkorngrößen und die Siltanteile der terrigenen Sedimente sind während des Hochglazials positiv miteinander korreliert (Abb. 16): Je geringer der Siltanteil, desto feiner die Modalkorngrößen. Alle Proben liegen innerhalb einer relativ geschlossenen, langgezogenen Punktwolke. Verwendet man die gleiche Art der Abgrenzung wie in den Abbildungen 8 und 12, so zeigen allerdings drei Proben im Vergleich zu den übrigen einen relativen Feinkornmangel. Ein relativer Feinkornüberschuß wird demgegenüber nicht beobachtet.

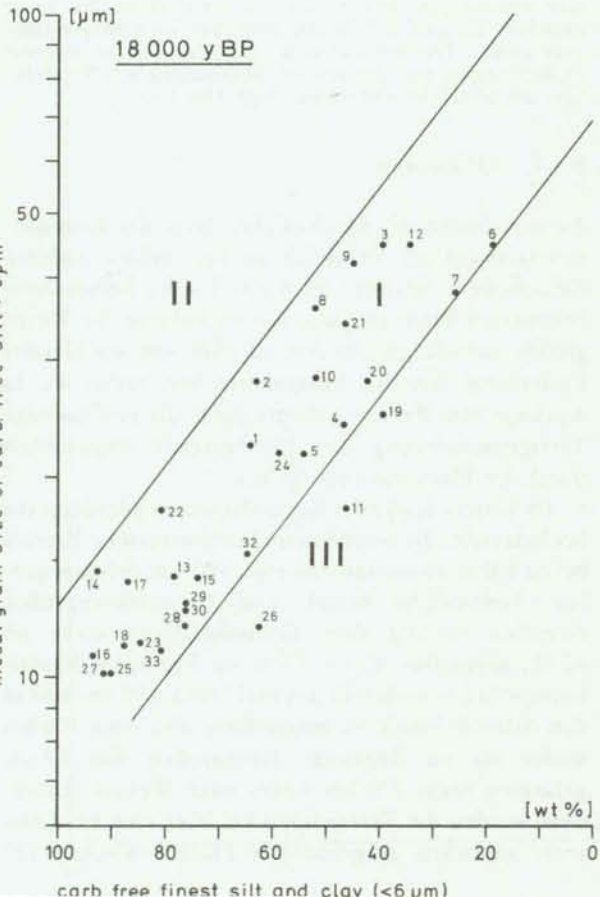
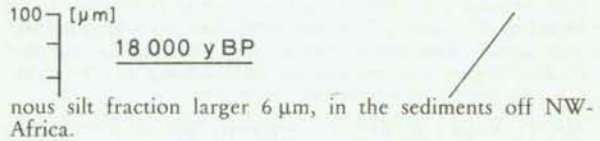


Abb. 16. Glaziales Maximum. Korrelation zwischen dem terrigenen Feinanteil ( $< 6 \mu\text{m}$ ) (Abszisse) und der Modalkorngröße der Siltfraktion (Ordinate) im Sediment vor NW-Afrika. I = Gruppe der kontinentferneren Proben. Gruppe III = Gruppe der Proben mit relativer Feinkornarmut. Die Feldertrennung ist die gleiche wie im Rezenten (Abb. 8). Die Zahlen entsprechen Probennummern im Anhang 3.

Fig. 16. Glacial maximum. Correlation between the terrigenous fine fraction ( $< 6 \mu\text{m}$ ) (abscissa) and the modal grain size of terrigenous silt (ordinate) in the sediments off NW-Africa. I = group of samples from far off the continent. III = group of samples showing a relative deficit of fine fraction. The separating lines are the same as in Fig. 8. Numbers correspond to sample numbers in appendix 3.

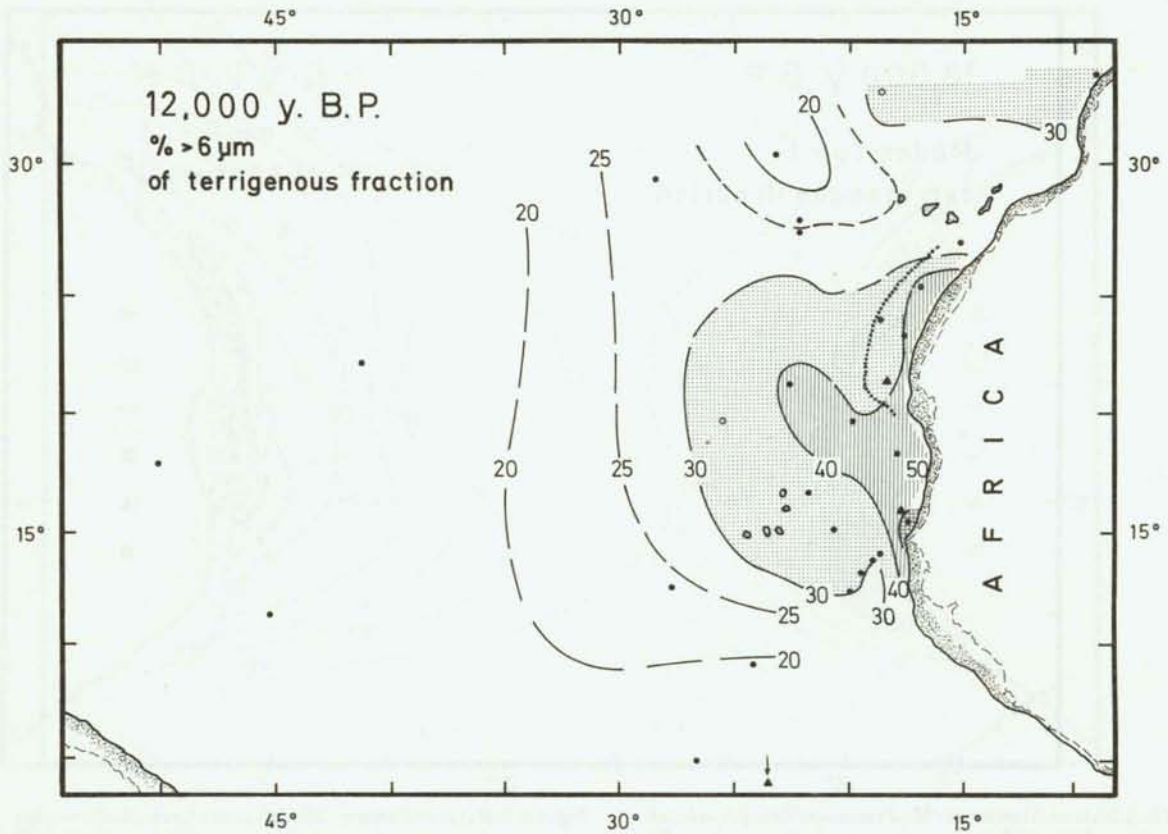


Abb. 17. Frühes Stadium 1. Terrigener Silt mit Korngrößen über  $6 \mu\text{m}$  in Sedimenten vor NW-Afrika. Die Siltanteile sind als % der karbonatfreien Sedimentfraktion dargestellt. Die perschnurartig punktierte Linie vor der afrikanischen Küste zwischen  $20^\circ$  und  $27^\circ$  N umrahmt das Vorkommen farbquarzarmer Terrigensediments. Als Dreiecke bezeichnete Proben zeigen eine zusätzliche Beimischung von Feinfraktion.

Fig. 17. Early stage 1. Terrigenous silt with grain sizes larger than  $6 \mu\text{m}$  in the sediments off NW-Africa. The dotted line off the coast between  $20^\circ$  and  $27^\circ$  N surrounds the occurrence of terrigenous sediment poor in stained quartz. Samples marked by triangles show an additional supply of fine fraction ( $< 6 \mu\text{m}$ ) due to fluvial influence (comp. Fig. 19).

Abb. 17. Frühes Stadium 1. Terrigener Silt mit Korngrößen über  $6 \mu\text{m}$  in Sedimenten vor NW-Afrika. Die Siltanteile sind als % der karbonatfreien Sedimentfraktion dargestellt. Die perschnurartig punktierte Linie vor der afrikanischen Küste zwischen  $20^\circ$  und  $27^\circ$  N umrahmt das Vorkommen farbquarzarmer Terrigensediments. Als Dreiecke bezeichnete Proben zeigen eine zusätzliche Beimischung von Feinfraktion, die aus Flußfracht stammt (vgl. Abb. 19).

Fig. 17. Early stage 1. Terrigenous silt with grain sizes larger than  $6 \mu\text{m}$  in the sediments off NW-Africa. The dotted line off the coast between  $20^\circ$  and  $27^\circ$  N surrounds the occurrence of terrigenous sediment poor in stained quartz. Samples marked by triangles show an additional supply of fine fraction ( $< 6 \mu\text{m}$ ) due to fluvial influence (comp. Fig. 19).

#### 5.4.1. Diskussion

Auch während des Hochglazials zeigt das Korngrößenmaximum im Vergleich zu den beiden anderen Zeitscheiben, Rezent und 6.000 J. v. h., keinen nennenswerten Breitenversatz. Ferner nehmen die Korngrößen auf die gleiche Art, nämlich mit wachsender Entfernung von der Saharaküste her, radial ab. In Analogie zum Rezenten dürfte daher die großräumige Terrigenanlieferung des Hochglazials vornehmlich durch den Harmattan erfolgt sein.

Im Unterschied zum Rezenten waren allerdings die hochglazialen Korngrößen im kontinentnahen Bereich bis zu Küstendistanzen von etwa 700 km deutlich größer: Lößähnliche Mittel- und Grobsiltkorngrößen erreichen entlang dem Kontinentalrand mehr als 80 %, gegenüber 40 bis 50 % im Rezenten. Modal-korngrößen von über  $40 \mu\text{m}$  sind bis ca. 200 km weit in den Atlantik hinein zu beobachten, also etwa 100 km weiter als im Rezenten. Korngrößen von  $32 \mu\text{m}$  gelangten sogar 200 km weiter nach Westen. Außerdem wurden die Terrigenpartikel über eine geschlossene, westwärts ausgebuchtete Fläche zwischen  $12^\circ$

und  $30^\circ$  N verbreitet. Diese Unterschiede zeigen für das Hochglazial einen intensiveren Harmattan-Staubtransport an, der mit einer deutlichen Nord- und Südausweitung der Staubfallzone einhergegangen ist.

Die farbquarzarmer Passatfracht ist bis in Küstentfernungen von 200 bis 250 km nachweisbar. Im Unterschied zum Rezenten wurde sie nicht nur zwischen  $20^\circ$  und  $25^\circ$  N abgelagert, sondern auch noch 200 km weiter nördlich. Sie folgte einer strengen Ausrichtung nach SW und besaß größere Korngrößen als im Rezenten. Während des Glazials war zwar die Entfernung zwischen den Probenpositionen und der Küste um teilweise mehr als 50 km verkürzt, weil der niedrige Meeresspiegel die Küste seewärts verschoben hatte. Dieser „Küstenlinien-Effekt“ allein kann jedoch die vermehrte Zufuhr von Passatstaub nicht erklären. Vielmehr sollte sie auf einer Verstärkung der Passatwinde beruhen.

Die Befunde an Land sprechen ebenfalls für eine strenge NE-Richtung und Verstärkung des glazialen Passats, wie dies besonders an den Dünsystemen des Ogoliens in der Westsahara offenbar wird (SARNTHEIN & WALGER, 1974; SARNTHEIN, 1974; SARNTHEIN & DIE-



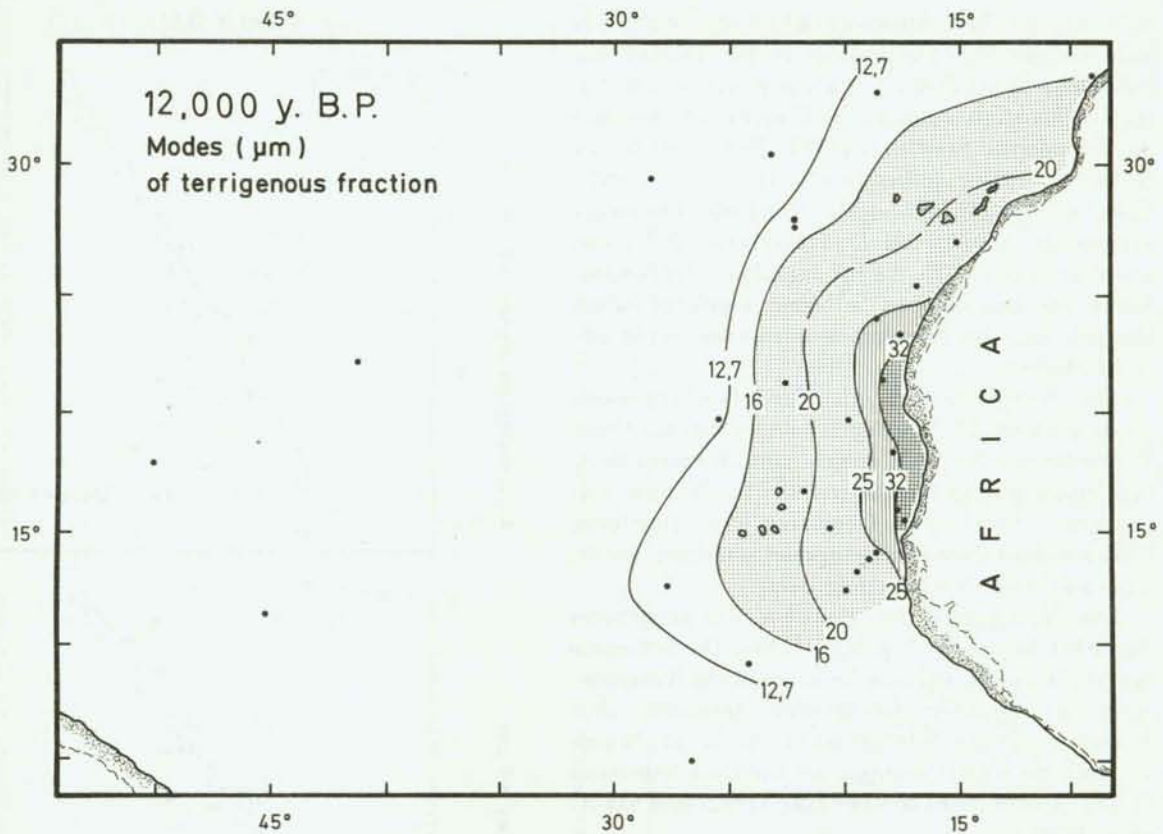


Abb. 18. Frühes Stadium 1. Modalkorngrößen des terrigenen Silts mit Korngrößen über  $6 \mu\text{m}$  im Sediment vor NW-Afrika.

Fig. 18. Early Stage 1. Modal grain sizes of the terrigenous silt fraction ( $> 6 \mu\text{m}$ ), in the sediments off NW-Africa.

STER-HAASS, 1977). PARKIN (1974) und PARKIN et al. (1973, 1975) schlossen aus Korngrößenmessungen Abb. 18. Frühes Stadium 1. Modalkorngrößen des terrigenen Silts mit Korngrößen über  $6 \mu\text{m}$  im Sediment vor NW-Afrika.

STER-HAASS, 1977). PARKIN (1974) und PARKIN et al. (1973, 1975) schlossen aus Korngrößenmessungen ebenfalls auf einen stärkeren glazialen Passat. Das im Glazial stärkere Auftriebsgeschehen vor NW-Afrika weist ebenfalls darauf hin (GARDNER & HAYS, 1976).

Eine vermehrte Beimischung von tonigem und feinsiltigem Terrigenmaterial, das eine fluviatile Sedimentanlieferung anzeigen könnte, ist in der Kontinental-

Abb. 19. Frühes Stadium 1. Korrelation zwischen dem terrigenen Feinanteil ( $< 6 \mu\text{m}$ ) (Abszisse) und der Modalkorngröße der Siltfraktion (Ordinate) in den Sedimenten vor NW-Afrika. I = Gruppe der kontinentferneren Proben. II = Gruppe der Proben mit einer zusätzlichen Beimischung von Feinmaterial, das aus Flußfracht stammt. Diese Proben sind in Abb. 17 mit Dreiecken bezeichnet. III = Gruppe der Proben mit relativer Feinkornarmut. Die Feldertrennung ist die gleiche wie in Abb. 8. Die Zahlen entsprechen Probennummern in Anhang 3.

Fig. 19. Early stage 1. Correlation between the terrigenous fine fraction ( $< 6 \mu\text{m}$ ) (abscissa) and the modal grain size of terrigenous silt ( $> 6 \mu\text{m}$ ) (ordinate), in the sediments off NW-Africa. I = group of samples from far off the continent. II = group of samples showing an additional supply of fine fraction ( $< 6 \mu\text{m}$ ) due to fluvial influence. These samples are marked by triangles in Fig. 17. III = group of samples showing a relative deficit of fine fraction ( $< 6 \mu\text{m}$ ). The separating lines are the same as in Fig. 8. Numbers correspond to sample numbers in appendix 3.

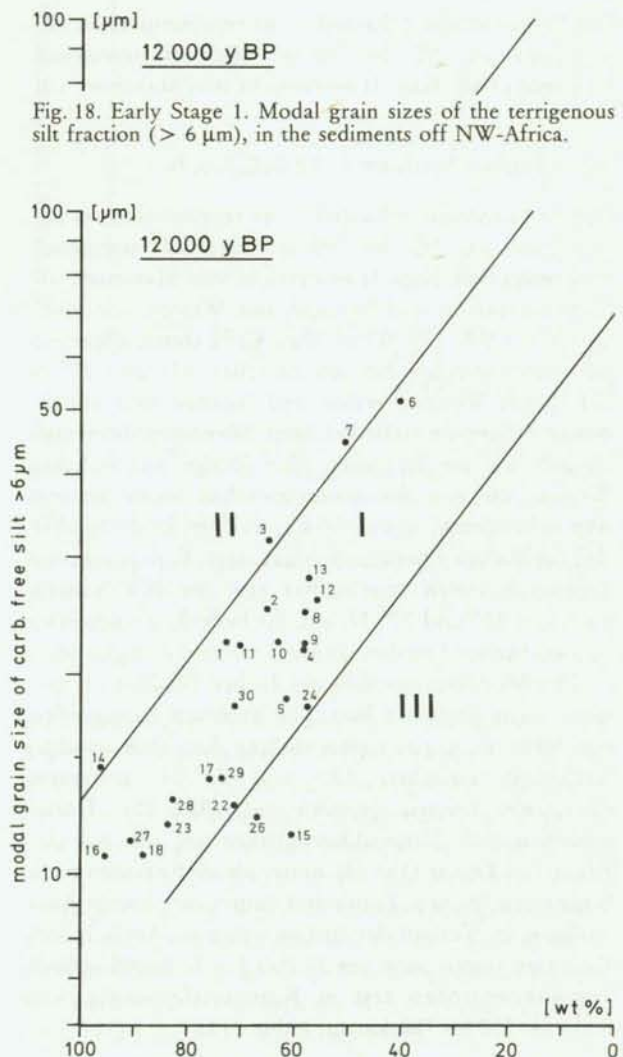


Fig. 18. Early Stage 1. Modal grain sizes of the terrigenous silt fraction ( $> 6 \mu\text{m}$ ), in the sediments off NW-Africa.

fußregion vor NW-Afrika zwischen 12° und 27° N nicht nachweisbar. Demzufolge dürfte das damalige Landklima dieser Region trocken gewesen sein. Für ein Trockenklima während des Glazials sprechen auch die Befunde von SARNTHEIN (1978), ROSSIGNOL-STRIK & DUZER (1979), SCHIFFERS (1971), TALBOT (1980), CARATINI et al. (1976) und MICHEL (1980). Die entgegengesetzte Ansicht von DIESTER-HAASS (1976) und CHAMLEY et al. (1977), die für das Glazial ein feuchtes Klima aus dem marinen Sediment abgeleitet haben, läßt sich nach den hier vorliegenden Daten nicht aufrecht erhalten.

Die Südgrenze des glazialen Trockengebietes dürfte etwa bei 10° N gelegen haben (MICHEL, 1980). Die Sedimente bei 8° N zeigen nämlich bereits deutlich feinere Korngrößen als jene bei 12° N. Eine nennenswerte Zufuhr von Grobstaub, was eine enge Nachbarschaft zum Trockengebiet anzeigen würde, kann also bei 8° N nicht erfolgt sein.

Die Nordgrenze des glazialen Trockengebietes dürfte bei 30° bis 33° N gelegen haben. Die Sedimente bei 33° N zeigen nämlich keine deutliche Vergrößerung der glazialen Korngrößen gegenüber dem Rezenten. Auf eine Nordgrenze bei 30° bis 33° N weisen auch die Untersuchungen an Land von SABELBERG (1978), ROHDENBURG & SABELBERG (1980) und SARNTHEIN (1978) hin.

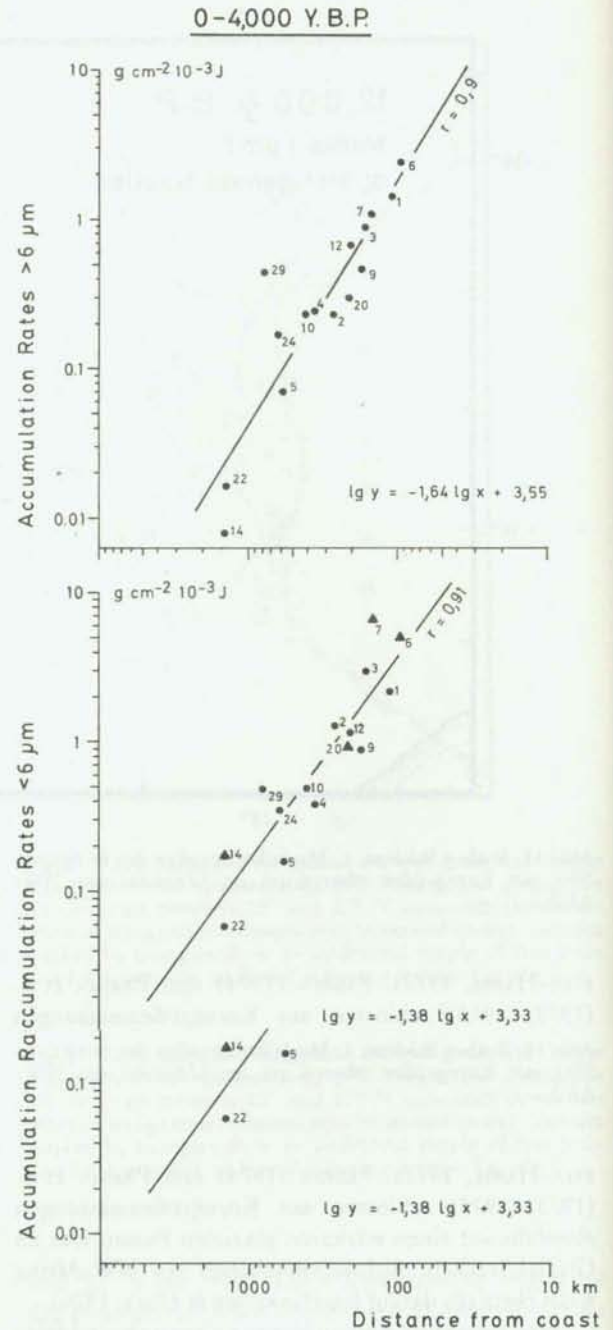
#### 5.5. Frühes Stadium 1, 12.000 J. v. h.

Der karbonatfreie Siltanteil — er repräsentiert im allgemeinen zu 90 bis 95 % Material terrigenen Ursprungs (vgl. Kap. 3) — erreicht sein Maximum vor

#### 5.5. Frühes Stadium 1, 12.000 J. v. h.

Der karbonatfreie Siltanteil — er repräsentiert im allgemeinen zu 90 bis 95 % Material terrigenen Ursprungs (vgl. Kap. 3) — erreicht sein Maximum vor Südmauretanien und Senegal, mit Werten von mehr als 60 % (Abb. 17). Werte über 40 % treten allgemein im kontinentnahen Bereich zwischen 12° und 27° N auf. Nach Westen, Süden und Norden sind abnehmende Siltanteile zu beobachten. Sie zeigen dabei aber ähnlich wie im Rezenten eine Zunge mit höheren Werten, die von der mauretanischen Küste ausgeht und sichelförmig, etwa 800 km weit, rechtsdrehend in den randlichen Ostatlantik hinausragt. Farbquarzarme Sedimente treten unmittelbar vor der NW-Sahara, zwischen 20° und 27° N, auf. Sie bedecken einen etwa 200 km breiten Streifen, ähnlich wie im Hochglazial.

Die Modalkorngrößen des frühen Stadiums 1 vermitteln ein ähnliches Bild: Die größten Korngrößen von mehr als 32 µm treten entlang dem afrikanischen Kontinent zwischen 12° und 27° N in einem ca. 100 km breiten Streifen auf (Abb. 18). Daran schließen sich Mittelsiltkorngrößen an, die auf der Breite von Dakar (15° N) weiter als im Rezenten nach Südwesten reichen. Zumindest deutet eine leichte Auswölbung im Verlauf der Isolinien dies an. Ähnlich dem Rezenten treten auch um 12.000 J. v. h. ausschließlich Feinsiltkorngrößen erst in Küstenentfernungen von mehr als 500 bis 700 km auf (Abb. 7, 18).



Eine zusätzliche Beimischung von tonigem und feinsiltigem terrigenem Material ist auf zwei kontinentnahe Proben beschränkt, nämlich vor Kap Blanc (N° 3) und vor Nordsenegal (N° 7), sowie eine kontinentferne Probe aus der Nähe des Äquators (N° 14, Abb. 19, 17).

#### 5.5.1. Diskussion

Das Verbreitungsmuster der Siltanteile um 12.000 J. v. h. ähnelt sowohl in seiner Ausdehnung als auch in den Prozentwerten dem Rezenten (Abb. 6, 17). Das der Modalkorngrößen ähnelt hingegen dem des Hochglazials (Abb. 15, 18), wobei die Korngrößen des frühen Stadiums 1 allerdings feiner waren. Die Harmattan-Staubanlieferung dürfte daher ähnlich wie im Rezenten erfolgt sein. Die stärkere Ausdehnung des Staubausschlaggebietes nach Süden dürfte durch den damals stärkeren Nordost-Passat bewirkt worden sein.

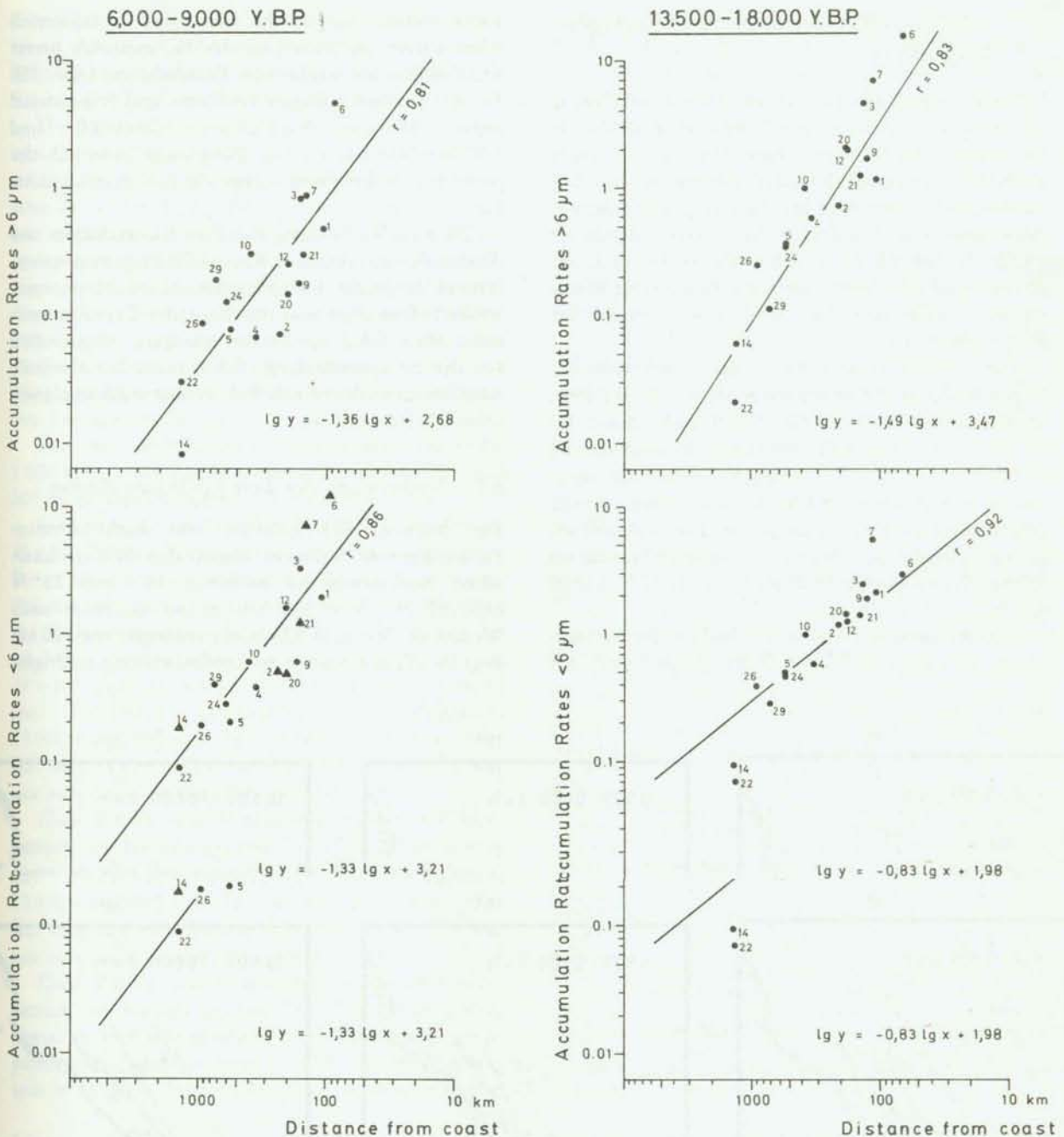


Abb. 20. Korrelation zwischen der Küstenferne der Proben (Abszisse) und den Akkumulationsraten des karbonatfreien Sediments (Ordinate), im Ostatlantik vor NW-Afrika. Die oberen drei Diagramme beziehen sich auf das Terrigensediment mit Korngrößen über 6  $\mu\text{m}$ , die Diagramme darunter auf das Terrigensediment mit Korngrößen unter 6  $\mu\text{m}$ . Links: Oberes Stadium 1 (0—4.000 J. v. h.). Mitte: Mittleres Stadium 1 (6.000—9.000 J. v. h.). Rechts: Oberes Stadium 2 (13.500—18.000 J. v. h.).

Fig. 20. Correlation between the distance from the coast (abscissa) and the accumulation rates of carbonate-free sediment (ordinate), off NW-Africa. The three diagrams above show the correlation for the carbonate-free sediment portion with grain sizes larger than 6  $\mu\text{m}$ , those beyond for the fine grained carbonate-free sediment portion, smaller than 6  $\mu\text{m}$ . Left: during the latest Stage 1 (0—4,000 y. B. P.). Middle: during the middle Stage 1 (6,000—9,000 y. B. P.). Right: during the late Stage 2 (13,500—18,000 y. B. P.).

Dafür spricht nämlich auch die weite Verbreitung der farbquarzarmen Terrigenanteile vor der NW-Sahara (Abb. 17). Der Passat des frühen Stadium 1 dürfte zudem streng aus NE geweht haben.

Eine fluviatile Sedimentzufuhr deutet sich als zusätzliche Beimischung von Ton und Feinsilt in den Proben vor Kap Blanc und dem Senegal an. Vor Nordsenegal ist zudem eine weitere Sedimentprobe sehr reich an Feinkornmaterial (N<sup>o</sup> 6; Abb. 19). Dies dürfte auf relativ humides Klima in NW-Afrika während des frühen Stadiums 1 hinweisen, in etwa dem

der heutigen Zeit ähnlich. Auch andernorts finden sich deutliche Anzeichen dafür: Zwischen etwa 13.000 und 12.000 J. v. h. durchbrach der Senegal die Dünenbarriere, die ihm während des Glazials den freien Zugang zum Atlantik abgeschnitten hatte (MICHEL, 1980). Um 14.000 bis 13.500 J. v. h. setzte die vermehrte Sedimentschüttung des Niger ein, dessen Quellgebiet übrigens in den gleichen Breiten wie das des Senegal-Flusses liegt (PASTOURET et al., 1978). Während des frühen Stadium 1 stiegen ebenfalls die Wasserspiegel der Seen in Ostafrika deutlich an (GASSE, 1980).

## 6. Akkumulationsraten des Terrigen-sediments

In den vorangegangenen Kapiteln war die Anlieferung des terrigenen Siltkorns mit Korngrößen über  $6\ \mu\text{m}$  untersucht worden. Im folgenden soll nunmehr anhand der Terrigenakkumulationsraten rekonstruiert werden, in welchem Umfang die terrigene Feinstfraktion (unter  $6\ \mu\text{m}$ ) äolisch oder fluviatil angeliefert wurde. Ferner soll damit überprüft werden, wie sich die spätquartären Änderungen des Klima- und Windregimes in NW-Afrika auf die Terrigensedimentation ausgewirkt haben.

Die Akkumulationsraten des karbonatfreien Sedimentmaterials wurden daher jeweils für die Zeitabschnitte 0–4.000, 6.000–9.000 und 13.500 bis 18.000 J. v. h. dargestellt. Für einen Zeitabschnitt von 18.000 bis 25.000 J. v. h. werden die Akkumulationsraten nicht dargestellt, weil hierfür die stratigraphische Information nicht ausreichend war. Die vorhandenen Daten sprechen aber für eine Terrigenakkumulation ähnlich der im oberen Stadium 2, von 18.000–13.500 J. v. h.

Die Akkumulationsraten des karbonatfreien Sediments verhalten sich umgekehrt proportional zur

Küstendistanz. Sowohl die Raten des Grobmaterials (über  $6\ \mu\text{m}$ ), als auch jene des Feinmaterials (unter  $6\ \mu\text{m}$ ) sinken mit wachsender Küstendistanz (Abb. 20). Für das Stadium 1 zeigen das Grob- und Feinmaterial sogar ähnliche Gradienten (0–4.000 und 6.000–9.000 J. v. h.). Die Zuordnung innerhalb der einzelnen Punktwolken ist für alle drei Zeitabschnitte gut.

Die enge Verbindung zwischen Küstendistanz und Akkumulationsraten aller Korngrößen legt zusammenfassend folgende Interpretation nahe: Harmattanwinde liefern allgemein das Gros des Terrigenmaterials. Allein lokal vor Flußmündungen, insbesondere vor der Senegalmündung, führt zusätzlich fluviatile Suspensionsfracht zu erhöhter Feinkornakkumulation (Abb. 20; Punkte 7, 8).

### 6.1. Verbreitung der Terrigenakkumulation

Die höchste Akkumulation von karbonatfreiem ( $\approx$  terrigenem) Sediment säumt den NW-afrikanischen Kontinentalrand zwischen  $14^\circ$  und  $25^\circ\ \text{N}$  (Abb. 20, 21). Von hier aus nimmt sie rasch nach Westen ab. Bereits in Küstentfernungen von 700 km liegt sie allgemein um eine Größenordnung niedriger.

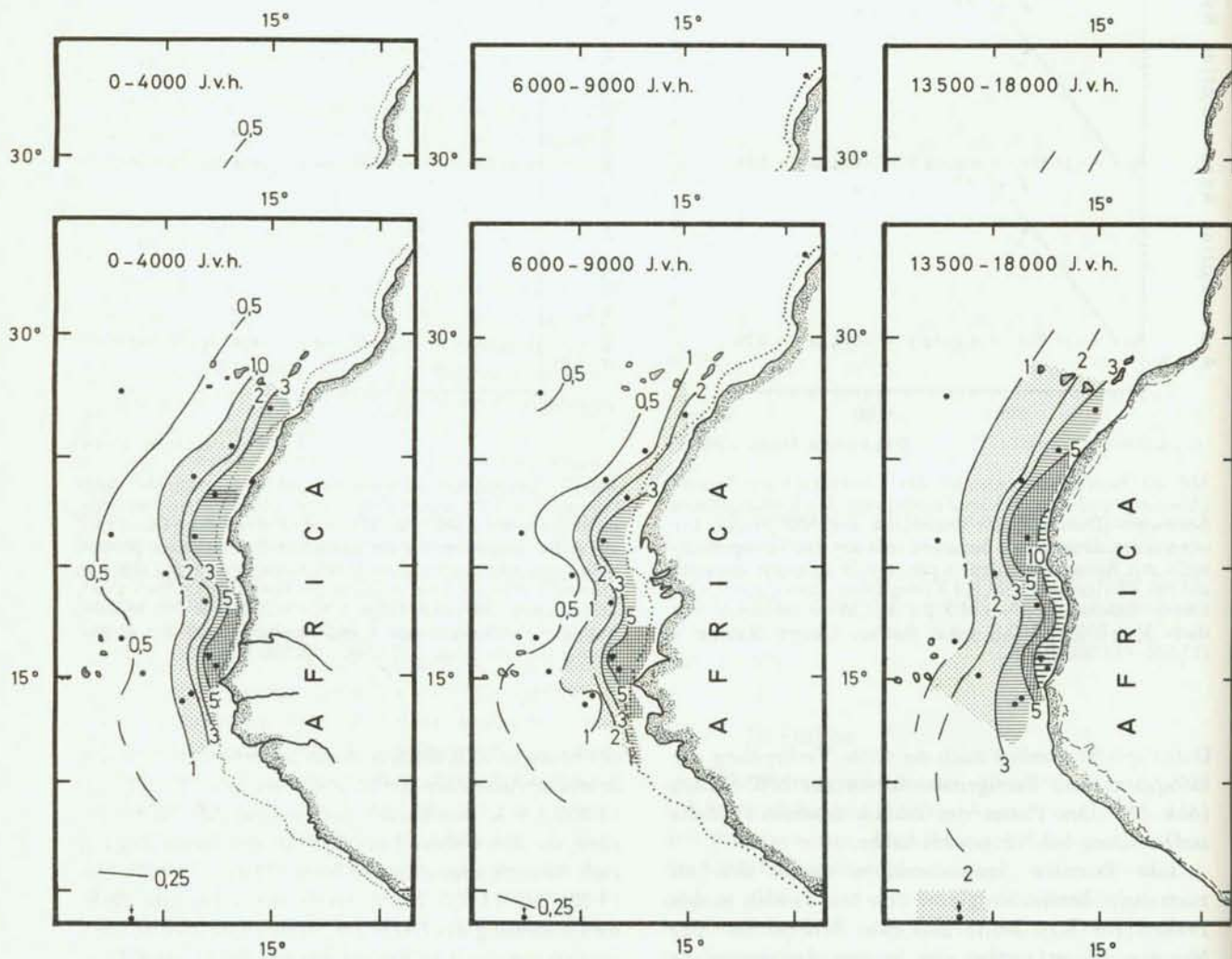


Abb. 21. Akkumulationsraten des karbonatfreien Sediments ( $\text{g cm}^{-2} 10^{-3} \text{ J.}$ ) im Atlantik vor der Saharaküste. Sedimentationszeiträume: 0–4.000; 6.000–9.000 und 13.500–18.000 J. v. h. (Anhang 4).

Fig. 21. Accumulation rates of the carbonate-free sediment ( $\text{g cm}^{-2} 10^{-3} \text{ y.}$ ) in the Atlantic Ocean off the Saharan coast. Sedimentation intervals: 0–4,000; 6,000–9,000 and 13,500–18,000 y. B. P. (appendix 4).

LEPPLE (1975) beobachtete eine ähnliche, exponentielle Mengenabnahme der Staubanlieferung mit steigender Küstenferne. Ähnliches war auch von JAENICKE & SCHÜTZ (1978) theoretisch ermittelt worden.

Die Terrigenanlieferung schwankte im Verlauf der letzten 25.000 Jahre zwischen zwei Extremen: So war sie z. B. im späten Stadium 2 deutlich höher als während der letzten 4.000 Jahre und etwa doppelt so hoch wie während des Klimaoptimums. Dies stützt die Interpretation der Terrigenkorngrößen im Kapitel 5: Eine minimale Staubanlieferung im zentralen Stadium 1, dem Klimaoptimum, eine maximale Staubanlieferung im Spätglazial. Die jüngsten 4.000 Jahre und analog wohl auch das frühe Stadium 1 besaßen im Vergleich zu diesen beiden Klimaextremen eine mittlere Terrigenanlieferung.

Für den küstennahen Sedimentationsraum bis 1.000 km querab der Saharaküste, zwischen 12° und 30° N, ergibt sich folgende Terrigenbilanz:

Im Zeitraum von 0—4.000 Jahren v. h. wurden ca.  $45 \times 10^6$  Tonnen Terrigenmaterial pro Jahr angeliefert. Der Großteil davon stammte wohl aus Windfracht. Die fluviatile Zufuhr erscheint relativ gering. Während des Klimaoptimums, 6.000—9.000 J. v. h., betrug die jährliche Terrigenmenge vergleichsweise nur ca.  $33 \times 10^6$  Tonnen, wovon allerdings noch ein Gutteil aus Flußfracht herstammte. Im Spätglazial, 13.500—18.000 J. v. h., fand mit  $60 \times 10^6$  Tonnen jährlich eine intensive Staubzufuhr statt. Flußfracht war nur unbedeutend oder fehlte gänzlich.

Diese Zahlen dürften allgemein mit einem Fehlerbereich von schätzungsweise 25—50 % behaftet sein, zumal sie einerseits geringe Anteile marinen Biogeno-  
13.500—18.000 J. v. h., fand mit  $60 \times 10^6$  Tonnen jährlich eine intensive Staubzufuhr statt. Flußfracht war nur unbedeutend oder fehlte gänzlich.

Diese Zahlen dürften allgemein mit einem Fehlerbereich von schätzungsweise 25—50 % behaftet sein, zumal sie einerseits geringe Anteile marinen Biogeno-  
pals, zumeist deutlich unter 5 %, beinhalten. Andererseits ist in ihnen das karbonatische Staubmaterial aber

nicht miterfaßt. Dies macht nach LEPPLE (1975) 5—20 % des heutigen Staubs aus der Nordsahara und 0—10 % des Südsaharastaubs aus. Allein von daher dürften die sedimentologischen Schätzwerte allgemein ein wenig zu niedrig sein.

JAENICKE & SCHÜTZ (1978) haben für den gleichen Sedimentationsraum eine jährliche Staubanlieferung von  $40—130 \times 10^6$  Tonnen errechnet. Interessanterweise liegen die sedimentologischen Schätzwerte für das oberste Holozän, 0—4.000 Jahre, an der Untergrenze ihrer Schätzung, die auf Staubbängen anfangs der 70er Jahre beruhte (vgl. auch PROSPERO et al., 1972, 1977 und LEPPLE, 1975). Vielleicht zeigt sich auch hierin die seit dem Klimaoptimum ansteigende Staubproduktion des nordafrikanischen Kontinents, die auf ein seitdem steigend arides afrikanisches Landklima zurückgehen dürfte.

## Dank

Dr. M. SARNTHEIN verdanke ich die wesentliche Anregung zu dieser Arbeit. Drs. H. ERLKENKUSER und H. WILLKOMM ermöglichten die Messungen der stabilen Isotopen am Institut für Reine und Angewandte Kernphysik der Universität Kiel. E. ALBRECHT, Sh. AKESTER und M. KIPER halfen bei der Aufarbeitung der Sedimentproben im Labor.

Drs. E. SEIBOLD, D. FÜTTERER und A. WETZEL danke ich für wertvolle Anregungen zum Manuskript. Hilfe erhielt ich ferner von Drs. F. KÖGLER (bodenmechanische Daten), G. F. LUTZE und U. PFLAUMANN (Foraminiferen-Bestimmung) und H. LANGE (Probenmaterial und Probenbearbeitung). Kritische Diskussionen mit ihnen und Drs. E. WALGER, S. MCLEAN, P. MÜLLER, F. WERNER, G. TETZLAFF und K. WOLTER halfen zu einem besseren Verständnis der Daten.

Für das Probenmaterial danke ich den Teilnehmern der „Meteor“- und „Valdivia“-Fahrten und dem Lamont Doherty Geological Observatory, New Jersey, und der Bundesanstalt G. F. LUTZE und U. PFLAUMANN (Foraminiferen-Bestimmung) und H. LANGE (Probenmaterial und Probenbearbeitung). Kritische Diskussionen mit ihnen und Drs. E. WALGER, S. MCLEAN, P. MÜLLER, F. WERNER, G. TETZLAFF und K. WOLTER halfen zu einem besseren Verständnis der Daten.

Für das Probenmaterial danke ich den Teilnehmern der „Meteor“- und „Valdivia“-Fahrten und dem Lamont Doherty Geological Observatory, New Jersey, und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover. Danken will ich auch der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Unterstützung dieser Arbeit.

## Literatur

- AGWU, C. (1978): Vegetations- und klimageschichtliche Untersuchungen an marinen Sedimenten von der westafrikanischen Küste. — Diss., Univ. Göttingen.
- ASPLIDEN, C. J., TORRE, Y. & SEBINE, J. B. (1976): Some climatological aspects of West African disturbance lines during GATE. — Month. Weath. Rev. 104, 1029—1035.
- ASTON, S. R., CHESTER, R., JOHNSON, L. R. & PADGHAM, R. C. (1973): Eolian dust from the lower atmosphere of the eastern Atlantic and Indian Oceans. — Mar. Geol. 14, 15—28.
- BEIN, A. & FÜTTERER, D. (1977): Texture and composition of continental shelf to rise sediments off the northwestern coast of Africa. — An indication for downslope transportation. — „Meteor“ Forsch.-Ergebn., C, No. 27, 46—74.
- BELTAGY, A. J., CHESTER, R. & PADGHAM, R. C. (1972): The particle size distribution of quartz in some North Atlantic deep-sea sediments. — Mar. Geol. 13, 297—310.
- BISCAYE, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of Recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. — Geol. Soc. Amer. Bull. 76, 803—832.
- BISCAYE, P. E. & EITREIM, S. L. (1977): Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean. — Mar. Geol. 33, 155—172.
- BUTZER, K. W., ISAAC, G. L., RICHARDSON, J. L. & WASHBOURN-KAMAU, C. (1972): Radiocarbon dating of East African lake levels. — Science, 175, 1069—1076.
- CARATINI, C., BELLET, J. & TISSOT, C. (1976): Etude microscopique de la matière organique: Palynologie et Palynofaciès. — CEPM-CNEXO, Géochimie organique des sédiments marins profonds, Orgon III, Mauritanie, Senegal, Iles du Cap-Vert, 215—247.
- CARLSON, T. N. & PROSPERO, J. M. (1972): The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. — J. Appl. Meteorol. 11, 283—297.
- (1977): Saharan air outbreaks: meteorology, aerosols and radiation. — Rpt. U.S. Gate Central program Workshop (NCAR), Boulder, Colorado, 57—78.
- CHAMLEY, H., DIESTER-HAASS, L. & LANGE, H. (1977): Terrigenous material in East Atlantic sediment cores as an indicator of NE-African climates. — „Meteor“ Forsch.-Ergebn., C, No. 26, 44—59.
- CLERICI, E. (1901): Le polveri scioccolli cadute in Italia nel Marzo 1901. — Bol. Soc. Ital. 20, 169—178.
- CLINE, R. M. & HAYS, J. D. (1976): Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology. — Geol. Soc. Amer. Inc. Mem. 145.
- CONRAD, G. (1969): L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Soutra, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). — Centre Rech. sur les Zones Arides, Sér. Géol. No. 10, Editions Centre Nat. Rech. Sci. Paris, 1969, 257 pp.
- DAMUTH, J. E. (1975): Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. — Mar. Geol. 18, 17—45.

- DARWIN, Ch. (1846): An account of the fine dust which often falls on vessels in the Atlantic Ocean. — *Q. J. Geogr. Soc. London*, **2**, 26—30.
- DELANY, A. C., PARKIN, D. W., GRIFFIN, J. J., GOLDBERG, E. D. & REIMANN, B. E. F. (1967): Airborne dust collected at Barbados. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 885—909.
- DIESTER-HAASS, L. (1975): Sedimentation and climate in the Late Quaternary between Senegal and Cape Verde Islands. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 20, 1—32.
- (1976): Late Quaternary climatic variations in Northwest Africa deduced from East Atlantic sediment cores. — *Quat. Res.* **6**, 299—314.
- (1980): Upwelling and climate off Northwest Africa during the Late Quaternary. — *Paleoecol. of Africa*, **12**, 229—238.
- DIESTER-HAASS, L. & MÜLLER, P. J. (1979): Processes influencing sand fraction composition and organic matter content in surface sediments off West Africa (12°—19° N). — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 31, 21—47.
- DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W. & SIEDLER, G. (1975): *Allgemeine Meereskunde*. — Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 593 S., 8 Taf.
- DIETRICH, G. & ULRICH, J. (1968): Atlas zur Ozeanographie. — B. I. Hochschulatlanten, Bibliographisches Institut Mannheim, 77 S.
- DINKLAGE, F. (1910): Die Staubabfälle im Passatgebiet des Nordatlantischen Ozeans. — *Seehandbuch Atlant. Ozean*, Hamburg, 128—145.
- DOBSON, M. (1781): An account of the Harmattan, a singular African wind. — *Phil. Trans.* **71**, 46—57.
- DREIMANIS, A. (1977): Correlation of Wisconsin glacial events between the eastern Great Lakes and the St. Lawrence Lowlands. — *Geogr. Phys. Quat.* **31** (1—2), 37—51.
- DUPLESSY, J. C. (1978): Isotope studies. — In: J. GRIBBIN (ed.), *Climatic Change*, 46—67.
- EDRISI, A. (1886): (traduite de l'Arabe en Français par Amadée Jaubert) *Géographie d'Edrisi*. — L'Imprimerie Royale, 2 Bde., 1046 pp.
- EHRENBERG, C. G. (1845): Neue Untersuchungen über das kleinste Leben als geologisches Moment. — *Ber. Vaterl. Königl. Preuß. Akad. Wiss.*, 53—88.
- EINSELE, G., HERM, D. & SCHWARZ, H.-U. (1974): Holocene eustatic (?) sea level fluctuation at the coast of Mauritania. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 18, 43—62.
- EDRISI, A. (1886): (traduite de l'Arabe en Français par Amadée Jaubert) *Géographie d'Edrisi*. — L'Imprimerie Royale, 2 Bde., 1046 pp.
- EHRENBERG, C. G. (1845): Neue Untersuchungen über das kleinste Leben als geologisches Moment. — *Ber. Vaterl. Königl. Preuß. Akad. Wiss.*, 53—88.
- EINSELE, G., HERM, D. & SCHWARZ, H.-U. (1974): Holocene eustatic (?) sea level fluctuation at the coast of Mauritania. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, C, No. 18, 43—62.
- EMBLEY, R. W. (1976): New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep-sea. — *Geology*, **4**, 371—374.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. — *J. Geol.* **63**, 539—578.
- ERLENKEUSER, H., KOOPMANN, B. & SARNTHEIN, M.: Oxygen isotope stratigraphy of "Meteor" cores at the Eastern Atlantic continental margin. — *Oceanol. Acta* (in Vorber.).
- FAHRBACH, E. & MEINCKE, J. (1978): High frequency velocity fluctuations near the bottom over the continental slope. — „Meteor“ *Forsch.-Ergebn.*, A, No. 20, 1—12.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1960): The changing level of the sea. — *Sci. Amer.* **202** (5), 70—79.
- FOLK, R. L. (1976): Reddening of desert sands, Simpson Desert, N.T. Australia. — *J. Sed. Petrol.* **46** (3), 604—615.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): *Sedimente und Sedimentgesteine*. — Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 726 pp.
- FÜTTERER, D. (1980): Sedimentation am NW-afrikanischen Kontinentalrand: Quantitative Zusammensetzung und Verteilung der Siltfraktion in den Oberflächensedimenten. — „Meteor“-*Forsch.-Ergebn.*, C, No. 33, 15—60.
- GALOPIN, R. (1951): Les poussières éoliennes tombées à Genève en Avril 1944 et le problème de leur origine. — *Arch. Sci. Genève*, **4**, 145—180, 217—226.
- GAME, P. M. (1964): Observations on a dustfall in the Eastern Atlantic, February 1962. — *J. Sed. Petrol.* **34**, 355—359.
- GARDNER, J. V. (1973): The eastern equatorial Atlantic: Sedimentation, faunal, and sea-surface temperature responses to global climatic changes, during the past 200,000 years. — Ph. D. Thesis, New York, Columbia Univ., 387 pp.
- GARDNER, J. V. & HAYS, J. D. (1976): Response of sea, surface temperature and circulation to global climatic change during the past 200,000 years in the Eastern Equatorial Atlantic Ocean. — *Geol. Soc. Amer. Mem.* **145**, 221—246.
- GASSE, F. (1980): Late Quaternary changes in lake-levels and diatom assemblages on the southeastern margin of the Sahara. — *Paleoecol. of Africa*, **12**, 333—350.
- GIBBS, R. J. (1967): The geochemistry of the Amazon River system: Part. I. The factors that control the salinity and the composition, and concentration of the suspended solids. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* **78** (10), 1203—1232.
- GLAWION, N. (1938): Staub und Staubfalle in Arosa. — *Beitr. Phys. Atmos.* **25**, 1—43.
- GOLDBERG, E. D. & GRIFFIN, J. J. (1970): The sediments of the northern Indian Ocean. — *Deep-Sea Res.* **17**, 513—537.
- GOODELL, H. G. & WATKINS, N. D. (1968): The paleomagnetic stratigraphy of the Southern Ocean: 20° E to 160° E longitude. — *Deep-Sea Res.* **15**, 89—112.
- GOUDIE, A. (1981): Aeolian processes, landforms and spatial distribution of aridic soils. — *Int. Symp. on Aridic soils*, Jerusalem, April, 1981.
- GRABERT, B. (1971): Zur Eignung von Foraminiferen als Indikatoren für Sandwanderungen. — *Dt. Hydrogr. Z.* **24**, 1—14.
- GRIFFITHS, J. C. (1967): *Scientific methods in analysis of sediments*. — McGraw-Hill, New York, 508 pp.
- HEATH, G. R. (1974): Dissolved silica and deep-sea sediments. W. W. HAY (ed.). — *SEPM Spec. Publ.* **20**, 77—93.
- HELLMANN, C. (1878): Über die auf dem Atlantischen Ozean in der Höhe der Kap-Verdischen Inseln häufig vorkommenden Staubfalle. — *Monatl. Ber. Kgl. Preuß. Akad. Wiss. Berlin*, 364—403.
- (1913): Über die Herkunft der Staubfalle im „Dunkelmeer“. — *Sitzungsber. Kgl. Preuß. Akad. Wiss. Berlin*, 272—282.
- HELLMANN, C. & MEINARDUS, W. (1901): Der Große Staubfall vom 9.—12. März 1901 in Nordafrika, Süd- und Mitteleuropa. — *Abh. Kgl. Preuß. Meteorol. Inst. Berlin*, **2** (1).
- HOLLIN, J. T. (1980): Climate and sea level in isotopic stage 5: an East antarctic ice surge at ~ 95,000 B. P. ? — *Nature*, **283**, 629—633.
- HOORE, J. L., d' (1964): Soil map of Africa. — *Comm. for techn. cooperation in Africa*, Lagos, Nigeria, Publ. No. 272—282.
- HELLMANN, C. & MEINARDUS, W. (1901): Der Große Staubfall vom 9.—12. März 1901 in Nordafrika, Süd- und Mitteleuropa. — *Abh. Kgl. Preuß. Meteorol. Inst. Berlin*, **2** (1).
- HOLLIN, J. T. (1980): Climate and sea level in isotopic stage 5: an East antarctic ice surge at ~ 95,000 B. P. ? — *Nature*, **283**, 629—633.
- HOORE, J. L., d' (1964): Soil map of Africa. — *Comm. for techn. cooperation in Africa*, Lagos, Nigeria, Publ. No. 93.
- IMBRIE, J. & KIPP, N. G. (1971): A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. — In: TÜREKIAN, K. K. (ed.), *The late Cenozoic glacial ages*. — New Haven, Yale Univ. Press, 71—181.
- IMBRIE, J., van DONK, J. & KIPP, N. G. (1973): Paleoclimatic investigation of a late Pleistocene Caribbean deep-sea core: Comparison of isotopic and faunal methods. — *Quat. Res.* **3**, 10—38.
- JACOBI, R. D. (1976): Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa. — *Mar. Geol.* **22**, 157—173.
- JACOBI, R. D., RABINOWITZ, P. D. & EMBLEY, R. W. (1975): Sediment waves on the Moroccan continental rise. — *Mar. Geol.* **19**, M 61—M 67.
- JÄNICKE, R. & SCHÜTZ, L. (1978): Comprehensive study of physical properties of the surface aerosols in the Cape Verde Island region. — *J. Geophys. Res.* **83** (C7), 3385—3399.
- JOHNSON, L. R. (1979): Mineralogical dispersal patterns of North Atlantic deep-sea sediments with particular reference to eolian dusts. — *Mar. Geol.* **29**, 335—345.
- JUNGE, C. (1979): The importance of mineral dust as an atmospheric constituent. — In: CH. MORALES (ed.), *Saharan dust*. — *Scope*, **14**, 49—60.
- KALU, A. E. (1979): The African dust plume: Its characteristics and propagation across west Africa in winter. — In: CH. MORALES (ed.), *Saharan dust*. — *Scope*, **14**, 95—118. — John Wiley & Sons, Chichester & New York.
- KENNETT, J. P. & SHAKLETON, N. J. (1975): Latest Pleistocene melting of the Laurentide ice sheet recorded in deep-sea cores from the Gulf of Mexico. — *Science*, **188**, 147—150.

- KIPER, M. (1977): Sedimente und ihre Umwelt im Senegal-delta. — Unpubl. Dipl.-Arb., Geol. Inst. Univ. Kiel, 61 pp.
- KOLLA, V., BISCAYE, P. E. & HANLEY, A. F. (1979): Distribution of quartz in Late Quaternary Atlantic sediments in relation to climate. — *Quat. Res.* 11, 261–277.
- 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 Platform, Mauritania. — "Meteor" Forsch.-Ergebn., C, No. 30, 15–57.
- KRUMMBEIN, W. C. & PETTIJOHN, F. J. (1938): Manual of sedimentary petrography. — Appleton Century-Crofts, Inc. New York, 549 pp.
- LANG, H. (1975): Herkunft und Verteilung von Oberflächensedimenten des westafrikanischen Schelfs und Kontinentalhangs. — "Meteor" Forsch.-Ergebn., C, No. 22, 61–84.
- LEPPLE, F. K. (1975): Eolian dust over the North Atlantic Ocean. — Diss., Univ. Delaware, 270 pp.
- LEPPLE, F. K. & BRINE, C. J. (1976): Organic constituents in eolian dust from Northwest Africa. — *J. Geophys. Res.* 81 (6), 1141–1147.
- LISITZIN, A. P. (1971): Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments. — In: B. M. FUNNELL & W. R. RIEDEL (eds.), *The Micropaleontology of Oceans*. — Cambridge Univ. Press, 173–218.
- LUTZE, G. F. (1980): Depth distribution of benthic foraminifera on the continental margin off NW-Africa. — "Meteor" Forsch.-Ergebn., C, No. 32, 31–80.
- LUTZE, G. F., 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. — DSDP, Init. Rep. 47/1, 727–739.
- MAYFIELD, B. M. (1975): Saharan dust over the Atlantic. — *Mariners Weath. Log.* 19 (6), 346–347.
- MCCAVE, J. N. & JARVIS, J. (1973): Use of the Model T Coulter Counter® in size analysis of fine to coarse sand. — *Sedimentology*, 20, 305–315.
- MCINTYRE, A., KIPP, N. G., BÉ, A. W. H., CROWLEY, T., KELLOGG, T., GARDNER, J. V., PRELL, W. & RUDDIMAN, W. F. (1976): Glacial North Atlantic 18,000 years ago: A CLIMAP Reconstruction. — *Geol. Soc. Amer. Mem.* 145, 43–76.
- MICHEL, P. (1973): Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie; Etude géomorphologique. — *Mém. ORLSTOM*, 63, Paris.
- MICHEL, P. (1980): The Southwestern Sahara margin. — *Paleoecol. of Africa*, 12, 297–306.
- MORALES, Ch. (ed.) (1979): Saharan dust. Mobilization, transport, deposition. — *Scope*, 14. — J. Wiley & Sons, Chichester & New York.
- MÜLLER, P. J. & SUESS, E. (1979): Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans; I. Organic carbon preservation. — *Deep-Sea Res.* 26 A, 1347–1362.
- NEWELL, R. E., KIDSON, J. W., VINCENT, D. G. & BOER, G. J. (1972): The general circulation of the tropical atmosphere and interactions with extratropical latitudes. — Vol. I. MIT-Press.
- NEWTON, R. S., SEIBOLD, E. & WERNER, F. (1973): Facies distribution pattern on the Spanish Sahara continental shelf mapped with side-scan sonar. — "Meteor" Forsch.-Ergebn., C, No. 15, 55–77.
- PARKIN, D. W. (1974): Trade winds during the Glacial cycles. — *Proc. Roy. Soc. London A*, 337, 73–100.
- PARKIN, D. W. & PADGHAM, R. C. (1975): Further studies on trade winds during the Glacial cycles. — *Proc. Roy. Soc. London A*, 346, 245–260.
- PARKIN, D. W. & SHACKLETON, N. J. (1973): Trade wind and temperature correlations down a deep-sea core off the Saharan coast. — *Nature*, 245, No. 5426, 455–457.
- PARMENTER, C. & FOLGER, D. W. (1974): Eolian biogenic detritus in deep-sea sediments: A possible index of equatorial Ice-Age aridity. — *Science*, 185, 696–698.
- PASTOURET, L., CHAMLEY, H., DELIBRIAS, G. DUPLESSY, J. C. & THIEDE, J. (1978): Late Quaternary climatic changes in Western tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger delta. — *Oceanol. Acta*, 1, 217–232.
- PETIT-MAIRE, N. (1979): Prehistoric paleoecology of the Sahara Atlantic coast in the last 10,000 years: a synthesis. — *J. Arid. Environm.* 2, 85–88.
- (1980): Holocene biogeographical variations along the Northwestern African coast (28°–19° N). Paleoclimatic implications. — *Paleoecol. of Africa*, 12, 365–377.
- PFLAUMANN, U. (1975): Late Quaternary stratigraphy based on planktonic foraminifera off Senegal. — "Meteor" Forsch.-Ergebn., C, No. 23, 1–46.
- PROSPERO, J. M. & CARLSON, T. N. (1972): Vertical and aerial distribution of Saharan dust over the Western equatorial Atlantic Ocean. — *J. Geophys. Res.* 77 (27), 5255–5265.
- PROSPERO, J. M. & NESS, R. T. (1977): Dust concentration in the atmosphere of the equatorial North Atlantic; possible relationship to Sahelian drought. — *Science*, 196, 1196–1198.
- 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 (ed.), *Saharan dust*. — *Scope*, 14, 171–186. — John Wiley & Sons, Chichester & New York.
- RADCZEWSKI, O. E. (1939): Eolian deposits in marine sediments. — In: P. D. TRASK (ed.), *Recent Marine Sediments*, 496–502. — SEPM, Spec. Publ. 4, Tulsa.
- ROHDENBURG, H. & SABELBERG, U. (1979): Northern Sahara margin (S-Marocco). — *Paleoecol. of Africa*, 12, 267–276.
- ROSSIGNOL-STRICT, M. & DUZER, D. (1979): Late Quaternary pollen and dinoflagellate analysis of marine cores off West Africa. — "Meteor" Forsch.-Ergebn., C, No. 30, 1–14.
- RYDELL, H. S. & PROSPERO, J. M. (1972): Uranium and Thorium concentrations in wind-borne Saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean. — *Earth Planet. Sci. Letter*, 14, 397–402.
- SABELBERG, H. (1978): Jungtertiäre Relief- und Bodenentwicklung im Küstenbereich Südwestmarokkos. Landschaftsgenese und Landschaftsökologie. 1. — Catena-Verlag, Cremlingen-Destedt, 171 pp.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman. II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraction. — "Meteor" Forsch.-Ergebn., C, No. 5, 1–113.
- (1978): Sand deserts during the glacial maximum and climatic optimum. — *Nature*, 272, 43–46.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman. II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraction. — "Meteor" Forsch.-Ergebn., C, No. 5, 1–113.
- (1978): Sand deserts during the glacial maximum and climatic optimum. — *Nature*, 272, 43–46.
- SARNTHEIN, M. & DIESTER-HAASS, L. (1977): Eolian sand turbidities. — *J. Sed. Petrol.* 47, 868–890.
- SARNTHEIN, M., TETZLAFF, G., KOOPMANN, B., WOLTER, K. & PFLAUMANN, U. (1981): Glacial and Interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and NW Africa. — *Nature* (im Druck).
- SARNTHEIN, M. & WALGER, E. (1974): Der äolische Sandstrom aus der W-Sahara zur Atlantik-Küste. — *Geol. Rdsch.* 63, 1065–1073.
- SCHIEDIG, A. (1934): Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften. 233 Seiten, Dresden und Leipzig. — Karte in BRINKMANN, R., 1974: *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie*, Bd. 1, 2, neubearb. Aufl., Ferdinand Enke Verlag, 532 Seiten.
- SCHIFFERS, H. (1971): Die Sahara und ihre Randgebiete. I. Band, Physiogeographie. — Weltforum Verlag München, 674 S.
- SCHÜTZ, L. (1979): Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara. — Pap. pres. at the New York Acad. Sci., N. Y., Jan. 9–12, 1979.
- 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. & HINZ, K. (1974): Continental slope construction and destruction, West-Africa. — In: C. A. BURKE & C. L. DRAKE (eds.), *The Geology of Continental Margins*, 179–196. — Springer, New York, N.Y.
- (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.

- SEMMEHACK, W. (1934): Die Staubfälle im nordwest-afrikanischen Gebiet des Atlantischen Ozeans. — *Ann. Hydrogr.* **62**, 237—277.
- SERVANT, M. & SERVANT-VILDARY, S. (1973): Nouvelles données pour une interprétation paléoclimatique de séries continentales du bassin Tchadien (Pleistocène récent, Holocène). — *Paleoecol. of Africa*, **6**, 87—92.
- SHACKLETON, N. J. (1967): Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures reassessed. — *Nature*, **215**, 15—17.
- (1977): Carbon-13 in *Uvigerina*: tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. — In N. R. ANDERSON & A. MALAHOFF (eds.), *The Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Oceans*, 401—427.
- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28—238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10<sup>5</sup> year and 10<sup>6</sup> year scale. — *Quat. Res.* **3**, 39—55.
- (1976): Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V26—239, Late Pliocene to latest Pleistocene. — *Geol. Soc. Amer. Mem.* **145**, 449—464.
- SHACKLETON, N. J. & VINCENT, E. (1977): Oxygen and carbon isotope studies in recent foraminifera from the Southwest Indian Ocean. — *Mar. Micropaleontol.* **3**, 1—13.
- SMALLEY, I. J. & VITA-FINZI, C. (1968): The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of "desert" loess. — *J. Sed. Petrol.* **38**, 766—774.
- SMAYDA, T. J. (1971): Normal and accelerated sinking of phytoplankton in the sea. — *Mar. Geol.* **11**, 105—122.
- TALBOT, M. R. (1980): Environmental responses to climatic change in West African Sahel over the past 20,000 years. — In: A. J. WILLIAMS & H. FAURES (eds.), *The Sahara and the Nile*, 37—62.
- TETZLAFF, G. & WOLTER, K. (1981): Meteorological patterns and the export of mineral dust from the north African continent. — *Paleoecol. of Africa*, **12**, 31—42.
- THIEDE, J. (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.
- WALKER, T. R. (1974): Formation of Red Beds in moist tropical climates. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* **85**, 633—638.
- WETZEL, A. (1981): Geologische und stratigraphische Bedeutung biogener Gefüge in quartären Sedimenten am NW-afrikanischen Kontinentalrand. — *"Meteor" Forsch.-Ergebn.*, C, No. 34, 1—47.
- WHITEHOUSE, U. G., JEFFREY, L. M. & DEBBERECHT, J. D. (1960): Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. — In: *Clays and Clay Minerals*, 7th Conf., London.
- WINDOM, H. L. (1975): Eolian contributions to marine sediments. — *J. Sed. Petrol.* **45** (2), 520—529.
- YAALON, D. H. & GANNOR, E. (1979): East Mediterranean trajectories of dust carrying storms from the Sahara and Sinai. — In: Ch. MORALES (ed.), *Saharan dust*. — *Scope* **14**, 187—193. John Wiley & Sons, Chichester & New York.

Received June 15, 1980, revision received June 1, 1981



## Anhang 1: Liste der Probenstationen

## Appendix 1: List of sample locations

Probe No.	Breite ° 'N	Länge ° 'W	Wassertiefe unkorrig. (m)	Probe No.	Breite ° 'N	Länge ° 'W	Wassertiefe korrig. (m)
12309-2	26-50,3	15-06,6	2820	V16-20	17-56	50-21	4539
12309-3	26-50,3	15-06,6	2760	V16-25	05-04	36-48	4254
12310-4	23-29,9	18-43,0	3080	V17-159	16-59	20-03	3404
12326-4	23-02,1	17-24,6	1056	V19-303	12-47	27-47	5426
12328-4	21-08,7	18-34,4	2798	V19-304	15-32	30-02	5398
12328-5	21-08,7	18-34,4	2778	V20-241	22-08	41-30	4372
12329-4	19-22,0	19-55,8	3315	V22-25	10-53	43-43	5365
12329-6	19-22,0	19-55,8	3320	V22-195B	13-25	19-27	4210
12330-2	16-46,1	22-01,0	3488	V22-196B	13-50	18-57	3728
12331-1	16-32,9	21-58,2	3573	V22-197	14-10	18-35	3167
12331-4	16-32,9	21-58,2	3569	V22-213	25-04	37-46	4877
12336-1	16-14,3	20-25,5	3645	V23-91	29-35	28-34	2758
12337-4	15-58,4	18-07,1	3085	V23-93	30-26,5	23-23,5	5310
12344-3	15-25,7	17-20,5	711	V23-99	22-28	20-26	4118
12345-5	15-28,8	17-21,6	945	V23-100B	21-18	22-41	4579
12347-1	15-49,5	17-50,7	2710	V23-106	17-25	39-01	5104
12347-2	15-49,5	17-50,7	2576	V25-44	11-30,4	45-09,3	4049
12379-1	23-08,4	17-44,7	2066	V26-41	19-19,9	26-06,8	4341
12379-3	23-08,4	17-44,7	2136	V27-167	25-56,2	26-35,1	5099
12392-1	25-10,3	16-50,7	2575	V27-178	05-06,1	26-39	4327
13207-3	15-05,07	20-41,92	4050	V27-253	08-08,7	17-34,4	4726
13209-2	12-29,17	20-02,74	4713	V27-260	25-55,8	31-06,2	5590
13211-3	12-56,07	18-14,9	3675	V27-262	31-44	36-08	4061
13218-1	12-01,96	17-59,96	3285	V29-170	22-28	20-04	4455
13219-1	12-32,75	17-31,49	52	V30-49	18-26	21-05	3093
13236-1	14-06,64	17-35,99	744	V30-52	21-14	21-19	4269
13238-1	14-08,81	17-52,05	1183	V30-56	24-07	19-06	3150
13289-1	18-04,39	18-00,55	2485	V30-74	33-51	25-34	5121
13289-2	18-04,39	18-00,55	2492	V30-229	31-08	11-38	3025
13291-1	18-07,06	18-04,50	2696	V30-243	21-24	22-10	4487
13312-1	12-29,25	17-47,44	~ 2200	V31-2	09-19	24-12	5194
13530-1	21-00,0	17-43,7	850	V31-9	28-12,5	31-29	4102
13533-3	20-59,6	18-01,9	385	V32-18	30-26,76	11-41,38	2272
13534-1	21-01,3	17-53,0	980	V32-21	30-34,73	15-57,87	3784
M8-17B	33-37,2	09-24,5	3016	V32-24	31-07,72	20-14,53	4843
M30-183	07-33,3	14-35,9	3815	V32-27	29-57	19-11,56	4664
M30-185	07-42,1	14-24,4	2492	V32-30	23-46,2	20-45,63	4675
M30-208	06-56,3	12-15,0	1030	V32-31	27-39,94	22-14,28	4893
M30-209	07-42,1	14-23,5	640	V32-32	27-43,15	22-11,96	4885
M30-230	06-53,5	12-25,5	2487	V32-33	27-40	21-33	4816
A180-73	00-10	23-00	3749	V32-37	25-27,93	19-13,8	3406
Sp8-4	32-49,5	18-31,5	3365	V32-40	26-31,34	18-05,28	3680
V10-83	25-13	21-23	4530	V32-52	22-41,77	25-19,79	5220
V10-84	24-23,5	24-03,5	5255	V32-63	21-09,9	32-26,67	4885
V10-90	23-02	47-03	4149	V27-166	25-50,9	22-42,9	4945
				V29-169	20-04	20-00	3508
				V30-58	25-43	20-53	4492
				V30-233	25-27	20-29	4315
				V32-35	25-53,53	19-52,83	4026

## Anhang 2: Korngrößen der rezenten Oberflächensedimente

## Appendix 2: Grain size data of the surface sediment samples

Lfd. No.	Proben No. und Teufe der Probe	(cm)	Terrigener Sedimentanteil über 6 µm Korngr. als % des karb.-freien Sediments	Modalkorngröße des terrigenen Sedimentanteils mit Korngrößen über 6 µm, in µm
1.	12309-2	0-3	32,57	22,5
2.	12310-4	0-1	9,93	11
3.	12326-4	0-2	55,66	33
4.	12328-4	0-0,5	33,77	23
5.	12328-4	1-3	32,49	23
6.	12329-4	1-1,5	42,99	27
7.	12329-6	0-1	46,32	27
8.	12330-2	0-0,5	40,47	20,5
9.	12331-1	0-3	41,97	20,5
10.	12336-1	4-6	38,99	22,5
11.	12336-1	0-2	36,62	22,5
12.	12337-4	1,5-3	22,51	23
13.	12337-4	0-1,5	19,91	23
14.	12337-4	3-4	20,45	23
15.	12344-3	0-0,5	64,19	45
16.	12345-5	0-10	40,55	36
17.	12347-1	1-1,5	18,81	27
18.	12379-3	0,5-1,5	34,69	33
19.	12392-1	4-6	37,39	22,5
20.	13207-3	0-1	32,19	18
21.	13209-2	4-5	22,33	16
22.	13219-1	0-1	92,97	36
23.	13211-3	0-2	14,49	22
24.	13218-1	0-2	11,66	14
25.	13236-1	0-2	69,73	23
26.	13238-1	0-2	18,01	23
27.	13255-2	0-2	30,15	23
28.	13289-1	6,5-7	33,7	32
29.	13291-1	0-2	25,35	29
30.	13312-1	0-2	25,84	53
31.	13530-1	0-2	78,06	64
32.	13530-1	0-7	89,09	64
33.	13533-3	0-3	49,60	32
34.	13534-1	0-2	89,99	72
35.	M8-17B	10-11	21,4	14
36.	M30-183	5-7	8,98	11,5
37.	M30-185	5-7	7,57	11
38.	M30-208	3-5	16,69	42
39.	M30-209	3-5	17,29	43
40.	M30-230	3-5	6,94	11,2
41.	V10-83Tw	8-9	53,47	28
42.	V10-84	4-6	20,9	12,5
43.	V10-90Tw	0-2	7,73	12
44.	V16-25Tw	Top	8,3	11,5
45.	V17-159Tw	0-2	31,39	24

Lfd. No.	Proben No. und Teufe der Probe (cm)	Terrigener Sedimentanteil über 6 µm Korngr. als % des karb.-freien Sediments	Modalkorngröße des terrigenen Sedimentanteils mit Korngrößen über 6 µm, in µm
46.	V19-304Tw	0-3	16,13
47.	V22-25Tw	2-3	30,61
48.	V22-195Tw	Top	15,66
49.	V22-196Tw	5-7	15,19
50.	V22-213	0-3	9,97
51.	V23-93Tw	0-2	12,02
52.	V23-99	5-6	26,9
53.	V23-100Tw	5-8	32,37
54.	V23-106Tw	0-2	14,93
55.	V25-44	5-6	8,8
56.	V27-167Tw	8-9	23,32
57.	V27-178	5-6,5	6,9
58.	V27-253Tw	3-5	9,46
59.	V27-260Tw	5-7	21,1
60.	V27-262Tw	5-8	8,94
61.	V29-170	4-5	25,3
62.	V30-49Tw	5-7	34,5
63.	V30-52	8-9	38,1
64.	V30-56Tw	8-9	30,36
65.	V30-74Tw	0-2	25,19
66.	V30-229	5-6	39,98
67.	V30-243	7-8	37,8
68.	V31-2Tw	3-6	17,77
69.	V32-9Tw	ca. 5	4,95
70.	V32-18Tw	2-8	25,47
71.	V32-21Tw	4-5	30,34
72.	V32-24Tw	ca. 5	30,41
73.	V32-27Tw	5-8	28,18
74.	V32-30Tw	3-4	44,62
75.	V32-31Tw	1-2	27,18
76.	V32-33	5-6	20,41
77.	V32-37	8-9	33,93
78.	V32-40Tw	8-9	34,44
79.	V32-52Tw	0-3	33,72
80.	V32-63Tw	5-7	20,31
81.	V27-166Tw	3,5-4,5	32,37
82.	V29-169Tw	1-2	41,45
83.	V30-58Tw	1-2	29,92
84.	V30-233Tw	1-2	33,88
85.	V32-35Tw	0,5-1,5	31,61

\* inkl. Opalanteil

Anhang 3: Korngrößen des Klimaoptimums, 6.000 J. v. h., des frühen Stadium 1, 12.000 J. v. h., und des Hochglazials, 18.000 J. v. h.

h., des frühen Hochglazials,

Appendix 3: Grain size data for the time slices 6,000, 12,000 and 18,000 years B. P.

Kern No.	6.000 J. v. h. in Kerntiefe (cm)				12.000 J. v. h. in Kerntiefe (cm)		12.000 J. v. h. in Kerntiefe (cm)				18.000 J. v. h. in Kerntiefe (cm)			
	Probe in Kerntiefe (cm)	Karbonatfreier Sedimentanteil > 6 µm in (%) des karbonat-freien Sediments	Modalkorngröße des karb.-freien Sedimentanteils > 6 µm, in (µm)		Probe in Kerntiefe (cm)		Probe in Kerntiefe (cm)	Karbonatfreier Sedimentanteil > 6 µm, (%) des karbonat-freien Sediments	Modalkorngröße des karb.-freien Sedimentanteils > 6 µm, in (µm)		Probe in Kerntiefe (cm)	Karbonatfreier Sedimentanteil > 6 µm, (%) des karbonat-freien Sediments	Modalkorngröße des karb.-freien Sedimentanteils > 6 µm, in (µm)	
1. 12309-2	42,5	40-45	16,35	14,5	103	102	103	102-104,5	27,44	22,5	180	173-175	35,76	22,5
2. 12310-4	22	23-27	8,556	24	63	60	63	60-61	35,26	25,4	102	105-106	37,214	28
3. 12328-5	42,5	40-41	12,375	13,5	134	12	134	12-121	35,63	32	275	270-271	60,85	45
4. 12329-6	12	12,5-13,5	17,16	18	30	30	30	30-31	41,851	22	53	60-61	53,52	24
5. 12331-4	9	10-11	28,8	22,5	27	25	27	25-26	38,6	18,5	60	60-61	45,95	21,8
6. 12345-5	43	41-42	17,8	35	220	220	220	220-221	59,9	52	465	475-476	81,36	45
7. 12347-2	50	50-55	8,96	18	138	150	138	150-155	23,9	28,5	265	260-265	74,2	45
8. 12379-3	10	10-11	14	23	130	110	130	110-114	42,0	25	220	218-222	48	36
9. 12392-1	23,5	20-21	19,7	14	70	70	70	70-71	42,149	22,5	150	160	55,3	42
10. 13207-3	7	5-6	32,36	22	28	30	28	30-31	37,314	22,5	55	55-56	48,13	28,4
11. 13209-2	10	10-11	23,6	15,5	20	20	20	20-21	30,169	22,3	~ 50	40-41	53,6	18
12. 13289-1	27	30-31	6,75	22,5	87	90	87	90-91	44,54	26	135	140-141	65,8	45
13. M8-17B	20	20-22	17,3	14	73	70	73	70-72	43,0	28	140	145-147	21,3	14,2
14. A180-73	9	8-10	4,25	28	20	19,5	20	19,5-21	4,27	14,5	45	45-46	6,65	14,5
15. Sp8-4	-	-	-	-	11	9	11	9-11	39,8	11,5	30	34-35	25,8	14,2
16. V16-20	9,5	13-14	5	11,2	25	25	25	25-26	4,79	10,7	50	52-53	6,05	10,8
17. V19-303	5	5	19,7	13,5	15	15	15	~ 15	24,34	14	42	~ 45	12,44	14
18. V20-241	~ 5	5	13	9 (28)	20	22	20	22-23	11,9	10,7	37	35-36	11,9	11,2
19. V22-195B	~ 5	3-6	21,51	14,2	26	26	26	-	-	-	57	70-72	60,64	25
20. V22-196B	~ 15	12-13,5	15,49	21,5	32	32	32	-	-	-	65	70,5-72	57,9	28
21. V22-197	17	18-20	13,7	22	40	40	40	-	-	-	72	74-75	53,4	34
22. V23-91	7-9	7-9	22,4	18	18	14	18	14-16	28,83	12,7	30	31-33	18,8	18
23. V23-93	~ 10	9-10,5	27,3	11,5	~ 17,5	15	~ 17,5	15-17	16,83	11,9	34	34-35	15,3	11,3
24. V23-100B	5-10	10-12	31,97	17	28	31	28	31-32	42,66	18	50	51-52	41,05	21,7
25. V25-44	11,5	11-12	5,4	13,2	22	22	22	-	-	-	40	41-41	8	10,1
26. V26-41	-	-	-	-	23	19	23	19-20,5	33,4	12,3	43	44,5-46	37,32	12
27. V27-178	8,5	11-12	7,5	11,3	25	26	25	26-27	9,74	11,3	55	50-52	7,06	9
28. V31-2	~ 6	6-7	21,24	13	24	24	24	24-25	17,62	13	~ 50	40-41	23,4	12
29. V32-31	15	8-10	52,02	16	28	28	28	28-30	26,233	14	42,5	38-40	23,7	13
30. V32-32	~ 5	0-4	19,4	14	19	16	19	16-19	28,7	18	37	35,5-38	23,5	12,7
31. V32-33	~ 12	7-9	25,7	12,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32. V10-83	~ 7	4-7	26,3	14	-	-	-	-	-	-	36	35-37	35,0	15,5

## Anhang 4: Sedimentakkumulationsraten der karbonatfreien Sedimentanteile

## Appendix 4: Accumulation rates of the carbonate-free sediment proportions

Kern No.	Akkumulationsrate des karbonatfreien Sedimentanteils			Akkumulationsrate des karbonatfreien Sedimentanteils			Akkumulationsrate des karbonatfreien Sedimentanteils		
	Akk.-Rate karb.-fr. Sed.-Anteil > 6 µm	Akk.-Rate karb.-fr. Sed.-Anteil < 6 µm	Akk.-Rate karb.-fr. Sed.-Anteil < 6 µm	Akk.-Rate karb.-fr. Sed.-Anteil > 6 µm	Akk.-Rate karb.-fr. Sed.-Anteil < 6 µm	Akk.-Rate karb.-fr. Sed.-Anteil < 6 µm	Akk.-Rate karb.-fr. Sed.-Anteil > 6 µm	Akk.-Rate karb.-fr. Sed.-Anteil < 6 µm	Akk.-Rate karb.-fr. Sed.-Anteil < 6 µm
1. 12309-2	3,58	1,4	2,18	2,38	0,48	1,90	3,3	1,14	2,16
2. 12310-4	1,5	0,23	1,27	0,56	0,07	0,49	1,92	0,72	1,20
3. 12328-5	3,81	0,88	2,93	4,19	0,84	3,35	7,18	4,66	2,52
4. 12329-6	0,62	0,24	0,38	0,45	0,07	0,38	1,17	0,59	0,58
5. 12331-4	0,23	0,07	0,16	0,28	0,08	0,2	0,85	0,36	0,49
6. 12345-5	7,31	2,38	4,94	17,72	5,67	12,1	18,3	15,3	3,0
7. 12347-2	7,62	1,07	6,55	7,75	0,85	6,9	12,7	7,0	5,7
9. 12392-1	1,32	0,46	0,86	0,77	0,18	0,59	3,62	1,70	1,92
10. 13207-3	0,72	0,23	0,49	0,90	0,3	0,6	2,02	1,02	1,0
12. 13289-1/2	2,75	1,02	1,73	1,85	0,26	1,59	2,85	1,74	1,11
14. A180-73	0,18	0,008	0,17	0,19	0,008	0,18	1,0	0,06	0,94
20. V22-196B	1,22	0,29	0,93	0,64	0,15	0,49	3,57	2,10	1,46
21. V22-197				1,54	0,31	1,23	2,63	1,23	1,4
22. V23-91	0,075	0,016	0,059	0,12	0,03	0,09	0,093	0,021	0,072
24. V23-100B	0,52	0,17	0,35	0,41	0,13	0,28	0,81	0,34	0,47
26. V26-41				0,28	0,09	0,19	0,64	0,24	0,40
29. V32-31	0,92	0,44	0,48	0,59	0,19	0,40	0,4	0,11	0,29
	0-4.000 J. v. h.			6.000-9.000 J. v. h.			13.500-18.000 J. v. h.		