

Zur geologischen Bedeutung ozeanischer Strömungen

Von EUGEN SEIBOLD, Kiel*)

Mit Abbildungen 66—72

Inhalt

	Seite
1. Oberflächenströmungen	207
2. Tiefenströmungen	214

Vorbemerkung: Auf der Geowissenschaftlichen Tagung in Berlin 1967 wurde in einem Vortrag „Meeresströmungen und ihre Bedeutung für die Geologie“ versucht, diese Zusammenhänge vom Bild her, an Hand von Karten, Diagrammen und Fotografien aufzuzeigen. Die Beispiele entstammten vielfach aus noch unveröffentlichtem Material von „Meteor“-Expeditionen, das demnächst in den „Meteor“-Forschungsergebnissen erscheinen soll. Der folgende Beitrag ist daher aus beiden Gründen eine veränderte Fassung des Vortrags, in der vor allem Literatur herangezogen wird, die dem Geologen oft schwer zugänglich ist. Er beschränkt sich zudem auf die Ozeane, nimmt also kaum Bezug auf die Nebenmeere und die Flachsee. Anregungen in dieser Hinsicht finden sich zuletzt bei KLEIN (1967) und SEIBOLD (1967).

1. Oberflächenströmungen

Der Wind regt im Meer direkt Triftströmungen an, die jedoch im allgemeinen in 50—200 m Wassertiefe ausklingen. Der dadurch bedingte Wassertransport verändert die Höhenlage des Meeresspiegels, was zusätzliche oberflächennahe Strömungen erzeugt. Da es sich immer um größere Wassermassen handelt, werden diese Strömungen durch die Corioliskraft abgelenkt, auf der Nordhalbkugel nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links. Auf diese Weise entstehen die in Abbildung 66 vereinfacht dargestellten Oberflächenströmungen, die in erster Näherung das Abbild der planetarischen Windsysteme sind. Die Passate finden sich in den Äquatorialströmen wieder, die längs der Kontinente im Westen der Ozeane polwärts abfließen. Die Westwindgürtel der mittleren Breiten bilden sich ab in den Strömungen nach Osten. Diese schließen dort in den Ergänzungsströmungen die großen Stromringe der Ozeane, die relativ ruhige zentrale Wassermassen umgeben, wie etwa im Sargasso-Meer. Zu ihnen treten polare Nebenstromringe, in denen sich die Westwinde und polare Ostwinde auswirken. (Näheres etwa in DIETRICH & KALLE 1957, NEUMANN & PIERSON 1966.)

Dieses einfache Schema wird abgeändert durch den Küstenverlauf, etwa vor der Nordostspitze Brasiliens, durch das Relief und damit das Klima großer Kontinental-

*) Prof. Dr. E. SEIBOLD, 23 Kiel, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, Olshausenstr. 40.

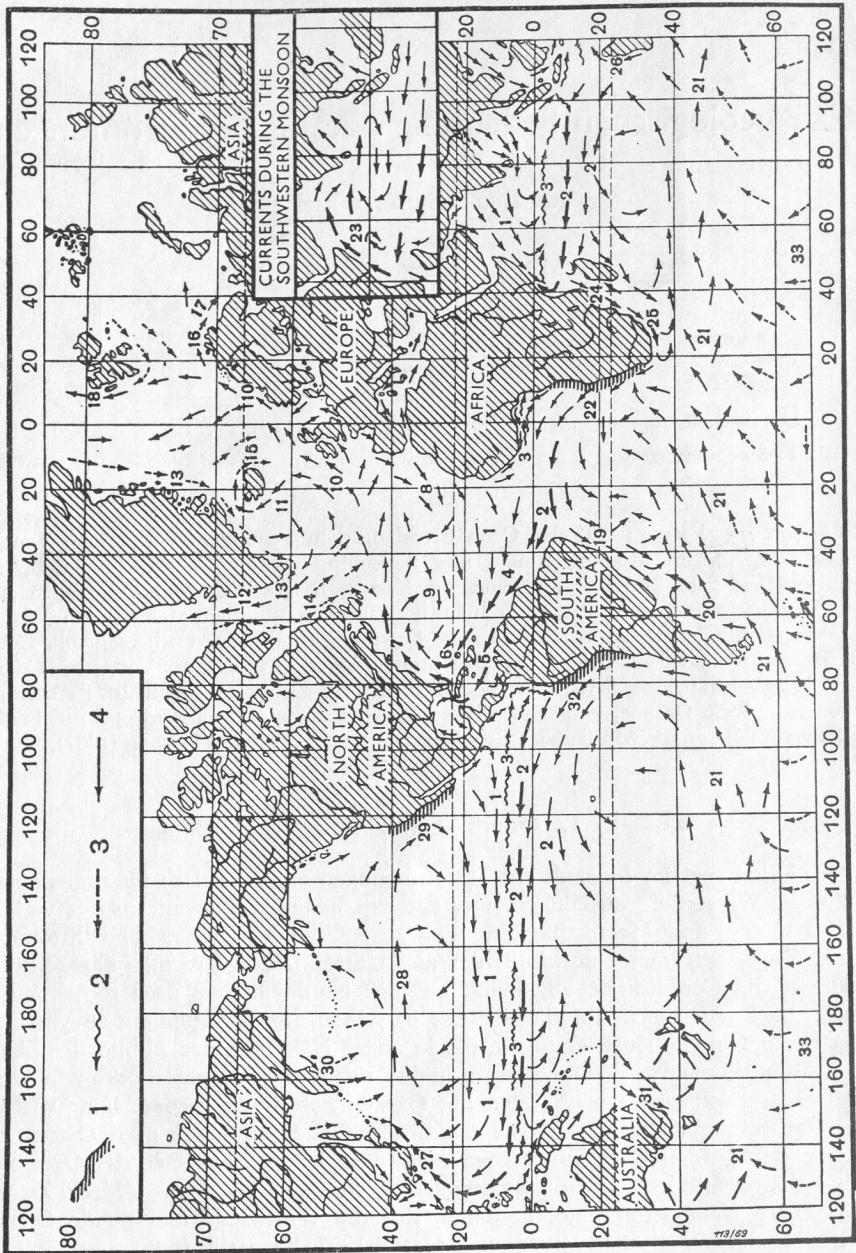


Abb. 66. Oberflächenströmungen (nach STRAKHOV 1967)

Signaturen: 1 = Auftriebsgebiete (Ergänzungen) s. S. 211), 2 = Äquatoriale Unterströmungen, 3 = Strömungen relativ kalten (4 = warmen) Wassers. Während des Südwestmonsuns kehrt sich der Strömungssinn im nördlichen Indischen Ozean um (Einschub).

Fortsetzung siehe nebenstehende Seite

massen, etwa im Bereich der Monsunwirkung (vgl. Einschub in Abb. 66). Außerdem drängen sich diese Strömungen an den Westseiten der Ozeane durch die Erdrotation und zusätzliche Faktoren, weshalb sie dort ja keineswegs mehr mit der Windrichtung zusammenhängen und auch die größten Stromgeschwindigkeiten erreichen: Vor Florida steigt der Golfstrom an der Oberfläche bis 3,0 m/sec an, im Sommer vor Ostafrika der Somalistrom sogar bis 3,5 m/sec, aber auch im Kuroschio wurden schon Werte über 1 m/sec gemessen. Von der antarktischen Westwindtrift wurden dagegen Werte um 0,15 m/sec (50° S) oder 0,04 m/sec (60° S) berichtet, was 3—4 Jahre für einen Kreislauf um die Antarktis bedeuten soll.

Richtung und Geschwindigkeiten sind jedoch von der Witterung abhängig. Zudem können diese Strömungen in verschiedenen Fäden gebändert sein, können mäandrieren, sich verzweigen, Wirbel abspalten, Gegenströme ausbilden. Schon vor über 100 Jahren hat M. F. MAURY den Golfstrom mit dem Blutkreislauf verglichen, hat dabei an den Pulsschlag gedacht.

Schließlich sei noch auf die Komplikation durch die äquatorialen Unterströme hingewiesen, die gleichfalls den Wind nicht abbilden. In 100—300 m Tiefe, 200—300 km breit, transportieren sie Wassermengen, die mit rund 30×10^6 m³/sec die Hälfte des Golfstroms erreichen können und dies mit Geschwindigkeiten bis über 1 m/sec (NEUMANN 1966). Damit können sie gegen die im äquatorialen Bereich so einheitlich nach Westen ausgerichteten Strömungen der Ozeane Faunen- und Florenelemente nach Osten transportieren.

Die Oberflächenströmungen vermögen im flachen Wasser, also beispielsweise auf dem Schelf, auch den Boden zu beeinflussen. Am Außenrand des süd- und ostchinesischen Schelfs verhindert etwa der Kuroschio den Absatz feinstkörnigen Materials. Bei noch stärkerer Konzentration dieser Strömungen, etwa vor Ostflorida, kann diese Wirkung noch tiefer gehen. Das Blake Plateau weist am landwärtigen Rand, also in 700—800 m heutiger Wassertiefe, bis 36 km lange und bis 250 m eingetiefte Mulden auf, die von PRATT & HEEZEN (1964) als Erosionsformen gedeutet werden. Boden- und Seefotografien zeigen dort bis 100, ja 1500 m Wassertiefe hinab Rippeln, Kolkmarken, Manganknollen und -krusten. Durch eine dünne holozäne Sedimentbedeckung stößt vielfach Älteres durch, etwa tertiäre, ja kretazische Mergel. Der Golfstrom kann dort offensichtlich lokal erodieren, verhindert aber in erster Linie die Zufuhr terrigenen Materials (HEEZEN et al. 1966). Dieses müßte danach nach Nordosten transportiert werden.

Offensichtlich sind derartige Wirkungen des Golfstroms bis in die Oberkreide hinein zurückzuverfolgen, da die Tertiärkalke nach den 6 JOIDES-Bohrungen auf dem Plateau (um 30° N, 25—1032 m Wassertiefe, 120—320 m Sedimenttiefe) und der Geophysik allenfalls rund 700 m Mächtigkeit erreichen und viele Schichtlücken enthalten (BUNCE et al. 1965, JOIDES 1967).

Fortsetzung Abbildung 66

Namen: (- = Strom) Nordäquatorial- (1), Südäquatorial- (2), Äquatorialer Unterstrom (3), Guayana- (4), Karibischer Strom (5), Antillen- (6), Golf- (7), Kanaren- (8), Sargasso-Meer (9), Nordostatlantischer Strom (10), Irminger- (11), Westgrönländischer Strom (12), Ostgrönländischer Strom (13), Labrador- (14), Ost-Isländischer Strom (15), Norwegischer- und Nordkap-Strom (16,17), Spitzbergen- (18), Brasil- (19), Falkland- (20), Westwindtrift (21), Benguela- (22), Somali- (23), Mozambique- (24), Agulhas- (25), West-Australischer Strom (26), Kuroschio (27), Nordpazifischer Strom (28), Kalifornien- (29), Oyaschio (30), Ost-Australischer Strom (31), Peru (= Humboldt)- (32), Polar- (33).

Die Bedeutung der Oberflächenströmungen für die Ausbreitung mariner Organismen ist schon lange bekannt. Benthos-Organismen, die freibewegliche Jugendstadien ausbilden, sind in besonderer Weise darauf angewiesen. THORSON (1961), der diese Frage für Invertebraten behandelt, weist auf die vielen Lücken in unseren Kenntnissen hin. So sollte man einerseits diesem Larventransport in den Tropen die größten Chancen einräumen, da dort mehr benthonische Invertebraten pelagische Larven haben als sonstwo. Andererseits soll deren Lebensdauer bei hohen Wassertemperaturen im allgemeinen herabgesetzt sein. Generell können nur 5,5 % dieser Larven länger als 3 Monate frei leben, darunter Polychaeten, Seesterne, Seeigel und Dekapoden, während im allgemeinen Schlangensterne, Holothurien, Prosobranchier und Lamellibranchiaten im freien Wasser sehr viel früher absterben, 80 % aus dieser Gruppe in weniger als 5 Wochen.

Da die Reisedauer von Cap Hatteras zu den Azoren aber mit dem Golfstrom rund 22 Wochen beträgt, hält es THORSON für fraglich, ob heute und in der Vorzeit von diesen Invertebraten ozeanische Becken überwunden werden können und konnten, falls nicht Inselgruppen, Seeberge und andere Etappen anzunehmen sind. Andererseits ergaben neuerdings Netzfänge und Laboratoriumsversuche (SCHELTEMA 1966), daß planktonische Larven tropischer und subtropischer benthonischer Schnecken sehr wahrscheinlich sogar die Strecke Bahamas—Cap Hatteras—Azoren, d. h. 43 Wochen überleben können (mittlere Stromgeschwindigkeit nach Driftversuchen um 0,2, z. T. sogar bis 0,4 m/sec). In geologischen Zeiträumen kann darüber hinaus natürlich immer der Zufall helfen, die Verfrachtung erwachsener Tiere auf Algen, an Mangrovenwurzeln u. ä. Im Bereich der antarktischen Westwinddrift konnten die dort großen Braunalgen bis 11 000 km weit verfolgt werden, wurden darauf Seesterne beobachtet u. a. (FELL 1967). Die Ähnlichkeiten fossiler Faunen der Südkontinente mögen trotz der temperaturbedingten Reduzierung der pelagischen Larven benthonischer Invertebraten auch damit erklärt werden können.

Weitere wohlbekannte, auch geologisch wichtige Auswirkungen sind die Grenzen, bis zu denen Eisberge äquatorwärts vorstoßen. Ihre Zufuhr typischer Sedimentpartikel sollte weltweit auch in Kernen studiert werden. Schon jetzt erlaubt ja diese Methode, holozäne von würmzeitlichen Ablagerungen in der Bucht von Alaska zu unterscheiden.

Die zum Äquator grob symmetrische Verbreitung der Riffkorallen gehört gleichfalls hierher. Auf der Westseite der Ozeane reichen sie durch die Abflußströmungen weiter polwärts als auf der Ostseite, wo relativ kältere Ergänzungsströmungen den Gürtel verengen. Wie die Verbreitung paläogeographisch ausgewertet werden kann, hat SCHWARZBACH schon 1949 gezeigt.

Während vor den Küsten Neufundlands unter dem Einfluß des kalten Labradorstroms nur 30 benthonische schalentragende Gastropodenarten vorkommen, sind es vor Florida 300. Unter dem relativ kalten Kalifornienstrom gedeihen dagegen vor Niederkalifornien nur 160 Arten, unter dem relativ warmen Alaskastrom immerhin 90. Bei den vielfach eingegrabenen Lamellibranchiaten wirken sich diese Gegensätze bezeichnenderweise weniger kraß aus: Neufundland 30 — Florida 200 Arten/Niederkalifornien 110 — Alaska 70 Arten. (FISCHER 1961). Dieselbe Asymmetrie Kontinent-Ost/Westseite gilt bei den riesigen transportierten Wassermassen auch für das Klima und damit die Vegetation der Küstenregionen, was schon ein Vergleich Labrador — Norwegen zeigt.

Die im letzten Jahrzehnt erheblich verfeinerte Aufnahme des Planktons in den Ozeanen erbrachte neben kosmopolitischen oder wenig typischen Arten auch viele,

deren Verbreitungsmuster sich fast völlig mit den Grenzen physikalisch bestimmter Wassermassen deckt. Da pflanzliches Plankton direkt, tierisches indirekt mit dem durchlichteten Oberflächenwasser zusammenhängt, sind diese physikalischen Parameter weitgehend von den behandelten Strömungen abhängig. Sie schafften es, daß sich trotz der starken Kontinuität des marinen Lebensraums, also trotz des Zurücktretens der für das Land so typischen geographisch bedingten Isolation — $\frac{4}{5}$ der bekannten Metazoenarten leben nach LATTIN 1967 auf dem Land oder in Binnengewässern — „Leitarten“ für diese meist breitenabhängigen Wassergürtel herausbilden konnten. Für den Pazifischen Ozean gibt MCGOWAN (1967) folgende Zahlen der für die gekennzeichneten Wassermassen typischen planktonischen Arten der mikropaläontologisch wichtigsten Gruppen an:

Wassermasse	Subarktisch	Zentral	Äquatorial	Östlicher tropischer paz. Ozean	Warm-Kosmopoliten
Foraminiferen	3	1	5	—	8
Radiolarien	3	5	2	—	—
Pteropoden	2	4	2	1	9

Diese Organismen pausen sich in ihren Resten erstaunlich genau auf dem Meeresboden ab, falls nicht die zu besprechenden Gradientenströme in der Tiefe das Bild verwischen (s. S. 214). Wo solche zurücktreten, etwa im Schwarzen Meer, können die Oberflächenströme geradezu von der Sedimentverteilung abgelesen werden (Gegenüberstellung bei SEIBOLD 1964, S. 445).

Die Übereinstimmung Oberflächenwasser — Boden scheint bei den Organismenresten besser als bei anorganischen Partikeln zu sein, weil die ersteren im wesentlichen nicht isoliert, sondern in Kotpillen, also rascher, zu Boden sinken. Die bisherigen Versuche, die Verteilung der verschiedenen Tonminerale auf den Ozeanböden den Oberflächenströmungen zuzuordnen, sind daher noch nicht befriedigend (s. BAKKER 1963).

Schließlich sei noch auf die windbedingten Auftriebsgebiete hingewiesen. Wehen Winde beständig ablandig, etwa im Bereich der Passate an den Westküsten der Kontinente, so treiben sie Oberflächenwasser seewärts, das durch Wasser aus Tiefen bis rund 200 m und bis rund 100 km landab ersetzt wird. Diese Bewegungen sind langsam: Vor Kalifornien werden 20 m/Monat Steiggeschwindigkeit angegeben. Außer den in Abbildung 66 eingetragenen Gebieten ist dieses Phänomen noch vor Marokko, West-Australien, um die Aleuten und die Antarktis, und, monsunbedingt, vor Südostasien und Somaliland bekannt geworden. Lokale und an Stromdivergenzen gebundene Vorkommen treten auch im offenen Ozean dazu.

Die damit verbundene Temperaturerniedrigung kann bekanntlich Nebel erzeugen. Das Auftriebswasser bringt Nährstoffe in durchlichtete Zonen und hat eine hohe organische Produktion zur Folge, die sich nicht nur bei den dabei möglichen biologischen

Katastrophen im Sediment erhalten kann. Gerade in den Auftriebsgebieten vor ariden Küsten, in denen die terrigene Zufuhr gering ist, finden sich Bänke auf dem Schelf, auf denen Phosphorit verbreitet vorkommt, da auf ihnen dessen Verdünnung zusätzlich herabgesetzt ist. Vor Niederkalifornien ist ein besonders gut untersuchtes Beispiel bekannt geworden (D'ANGLEJAN 1967).

Die engen Zusammenhänge der bisher geschilderten Befunde mit den Oberflächenströmungen lassen eine immer genauer werdende Rekonstruktion derselben auch für das Pleistozän erhoffen. Bisher haben sich hierfür vor allem die planktonischen Organismen als geeignet erwiesen: Diatomeen, Kockolithophoriden, in schon fast klassischer Weise die Globigerinen, dann die Radiolarien und Mehrzeller wie Pteropoden. Eine Fülle neuester Ergebnisse wird dem Sammelband „Micropaleontology of the Oceans“ (Proceedings of the Symposium held in Cambridge 1967. Edited by Working Group 19, Scientific Committee on Oceanic Research, Cambridge University Press, 1969) zu entnehmen sein.

Die für die Kaltzeiten anzunehmenden Änderungen der zoogeographischen Gürtel durch diese Stromänderungen, durch Schwankungen der Temperatur, des Lichts, durch veränderte Nahrungsketten usw. müssen noch genauer als bisher in Tiefseekernen verfolgt werden, was zu deren stratigraphischer Gliederung entscheidend beitragen wird — trotz sonstiger Möglichkeiten der radioaktiven Altersbestimmung, des Paläomagnetismus u. ä. Eine Reihe bisheriger Erkenntnisse sind zuletzt in SEARS (1967) zusammengefaßt.

Das Bild der Oberflächenströmungen im Tertiär ist bisher noch schwerer zu entwerfen. Es muß schon durch den größeren Zeitraum globaler und gröber ausfallen. Vorläufig stehen auch erst rund 600 mikropaläontologisch datierte Proben aus den Ozeanen zur Verfügung (B. M. FUNNEL, Cambridge-Symposium 1967).

Im ganzen herrscht gegenwärtig der Eindruck vor, daß das Tertiär wenig Abweichungen vom heutigen Bild zeigt: Das um den Äquator heute in entsprechend günstigen Tiefen zu findende Kalkgehaltsmaximum (vgl. ARRHENIUS 1952) soll im Pazifischen Ozean bis ins Miozän nachzuweisen sein. Ähnliches soll für die geographische Zonierung des Planktons gelten. Die Radiolarien sollen dies sogar bis ins Eozän zurück verfolgen lassen, auch im Indischen Ozean! (Alles frdl. mündl. Mitteilungen von W. R. RIEDEL 1967.) An Auftriebsgebiete gebundene Phosphorite kommen bis ins Miozän zurück in ähnlicher geographischer Position wie heute vor (SHELDON 1964). Die auf S. 210 erwähnten Ost-West-Asymmetrien der Landflora kann SCHWARZBACH, zuletzt 1961, bis ins Alttertiär zurück nachweisen. Die maximale Ausdehnung der Tropen und Subtropen im Tertiär nach Flora, Invertebraten, Bauxitvorkommen u. a. zeigt auch in der Zusammenstellung OPDYKE's (1962) ein polwärtiges Vorstoßen in Alaska und Europa gegen Japan und Florida im Tertiär. Kuroschio und Golfstrom haben daher eine lange Geschichte und legen im Verein mit den sonstigen zitierten Befunden ein recht konservatives Erdbild für das Tertiär nahe — von eventuellen Verschiebungen durch Dehnung des Meeresbodens (Ocean floor spreading, s. PHILLIPS 1967, RIEDEL 1967) abgesehen.

Eine Rekonstruktion der Oberflächenströmungen für das Mesozoikum, die kritische, ja entscheidende Hinweise für die Frage der Kontinentalverschiebung liefern könnte, ist vorläufig noch schwieriger. Zudem sind eine Reihe von Voraussetzungen für diese Rekonstruktionen so eng mit den erhofften Ergebnissen verknüpft, daß die Ableitung um so unsicherer wird, je weiter wir in die Erdgeschichte zurückgehen:

Die Lage der Kontinente steht nicht nur am Ende der Frage, sie muß in verschiedenen Annahmen auch am Anfang stehen. Ihr Relief- und Monsuneinfluß wird schwer

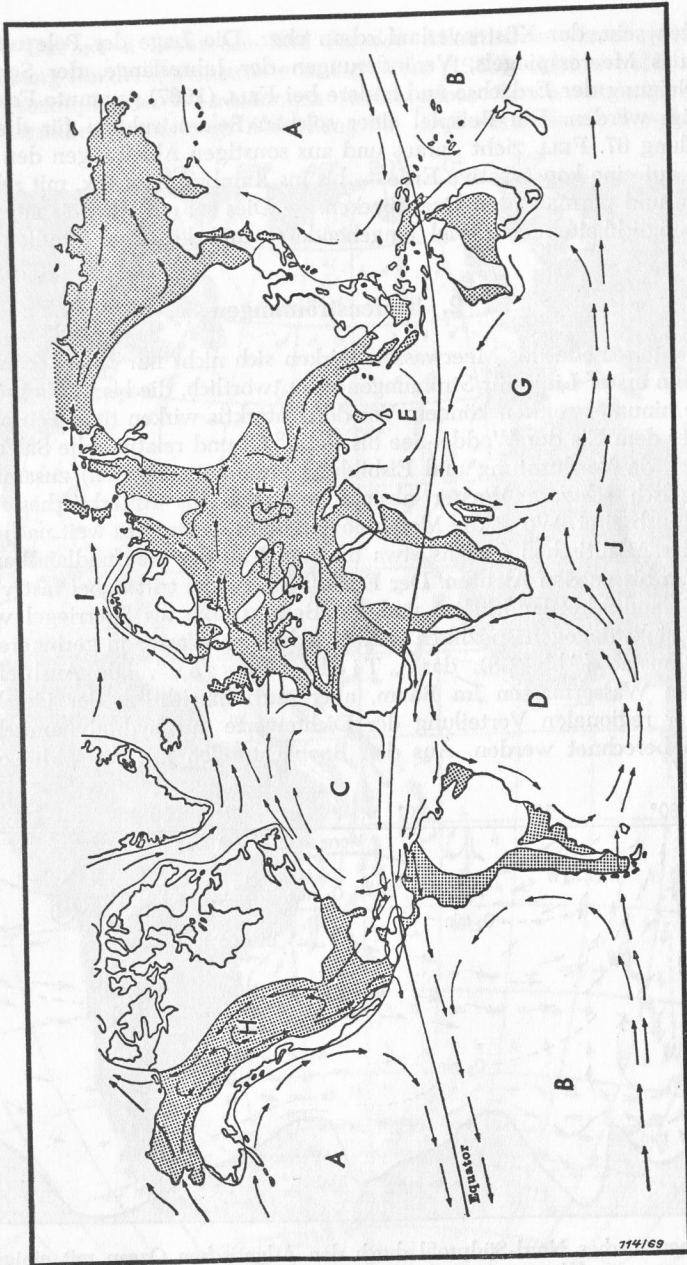


Abb. 67. Oberflächenströmungen in der Oberkreide. Rekonstruktion von FELL, 1967, Fig. 2.

1. Durch die weltweite Transgression (punktiert) können Strömungen auch in die heutigen Kontinente eindringen, etwa der Golfstrom durch die Tethys weit nach Osten.
2. Bei der angenommenen Pollage rückt der Äquator um rund 15° , damit auch der Stromring im nördlichen Atlantischen Ozean (C) nach Norden. Dies soll z. B. den Labradorstrom weniger wirksam gemacht haben, so daß die Ost-West-Klimaunterschiede im Nordatlantischen Ozean geringer waren.
3. Weitere Abweichungen vom heutigen Bild sollen mit der Öffnung Nord-/Südamerika und mit dem Meeresarm Alaska—Mexico (H) zusammenhängen.

zu ergründen sein, der Küstenverlauf schon eher. Die Lage der Pole und damit des Äquators, des Meeresspiegels, Veränderungen der Jahreslänge, der Sonneneinstrahlung, der Neigung der Erdachse und andere bei FELL (1967) genannte Faktoren sollten berücksichtigt werden. Ein Beispiel einer solchen Rekonstruktion für die Oberkreide gibt Abbildung 67. FELL zieht daraus und aus sonstigen Ableitungen den weitreichenden Schluß auf eine konservative Erde — bis ins Kambrium zurück, mit relativ stabilen Kontinenten und permanenten Ozeanbecken. — Dies sei ein Hinweis auf die Wichtigkeit und Möglichkeiten sehr viel eingehenderer und kritischer Studien auf diesem Gebiet.

2. Tiefenströmungen

Dichteunterschiede des Meerwassers wirken sich nicht nur oberflächennah aus. Sie sind zudem in erster Linie für Strömungen verantwortlich, die bis in die größten Tiefen der Ozeane hinunter reichen können. Vor der Antarktis wirken tiefe Temperaturen (im Winter unter dem Eis der Weddel-See bis $-1,9^{\circ}\text{C}$) und relativ hohe Salzgehalte (dort bis $34,62\text{‰}$, da Verdunstung und Eisbildung zusammenkommen) zusammen, so daß dieses spezifisch schwere Wasser absinkt und sich als Antarktisches „Bodenwasser“ ausbreitet. Wo es die Morphologie zuläßt, gelangt es weit nach Norden, am Westrand des Atlantischen Ozeans etwa bis zum Fuß der Neufundlandbank, im Pazifischen Ozean bis zu den Aleuten. Der Einfluß der Arktis tritt dabei fast völlig zurück, da der Grönland-Schottlandrücken und die Beringstraße als Sperrriegel wirken. Vom Norden her sinkt dagegen spezifisch weniger schweres Wasser in geringere Tiefen von 1000—4000 m ab (Abb. 68), das „Tiefenwasser“. Die Ausbreitung dieser verschiedenen Wassermassen im Raum, aber auch hinsichtlich der Geschwindigkeit, kann aus der regionalen Verteilung der Dichtewerte aus hydrodynamischen Gesetzmäßigkeiten berechnet werden. Aus den Beobachtungen mit der „Meteor I“ haben

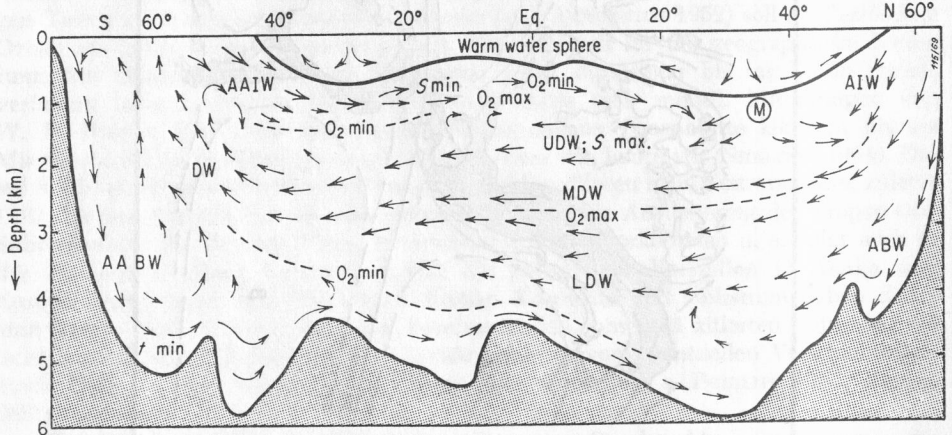


Abb. 68. Schematisches Nord-Südprofil durch den Atlantischen Ozean mit einigen typischen Wassermassen (nach NEUMANN & PIERSON 1966).

Unter der oberflächennahen Warmwassersphäre folgt das (in diesem Beitrag nicht behandelte) antarktische bzw. arktische Zwischenwasser (AAIW bzw. AIW), das Tiefenwasser (DW) mit oberem (UDW), mittlerem (MDW) und unterem (LDW) und das antarktische bzw. arktische Bodenwasser (AABW bzw. ABW). In das obere Tiefenwasser dringt aus der Gibraltarstraße heraus das Ausstromwasser des Mittelmeers ein (M). Einige charakteristische Maxima und Minima der Temperatur (t), des Sauerstoffgehalts (O_2) und der Salinität (S) sind eingetragen. M ist relativ warmes, sauerstoffarmes und salzreiches Wasser (s. S. 215).

beispielsweise DEFANT & WÜST ein Bild für den Atlantischen Ozean gegeben. Eine Zusammenfassung für die Bodenströme ist bei WÜST (1958) leicht erreichbar. Wie man sich diese „geostrophischen“ Strömungen (reibunglose Gradientenströme) in 2000 m Wassertiefe vorstellen kann, zeigt Abbildung 69. Daß diese durch Berechnungen er-

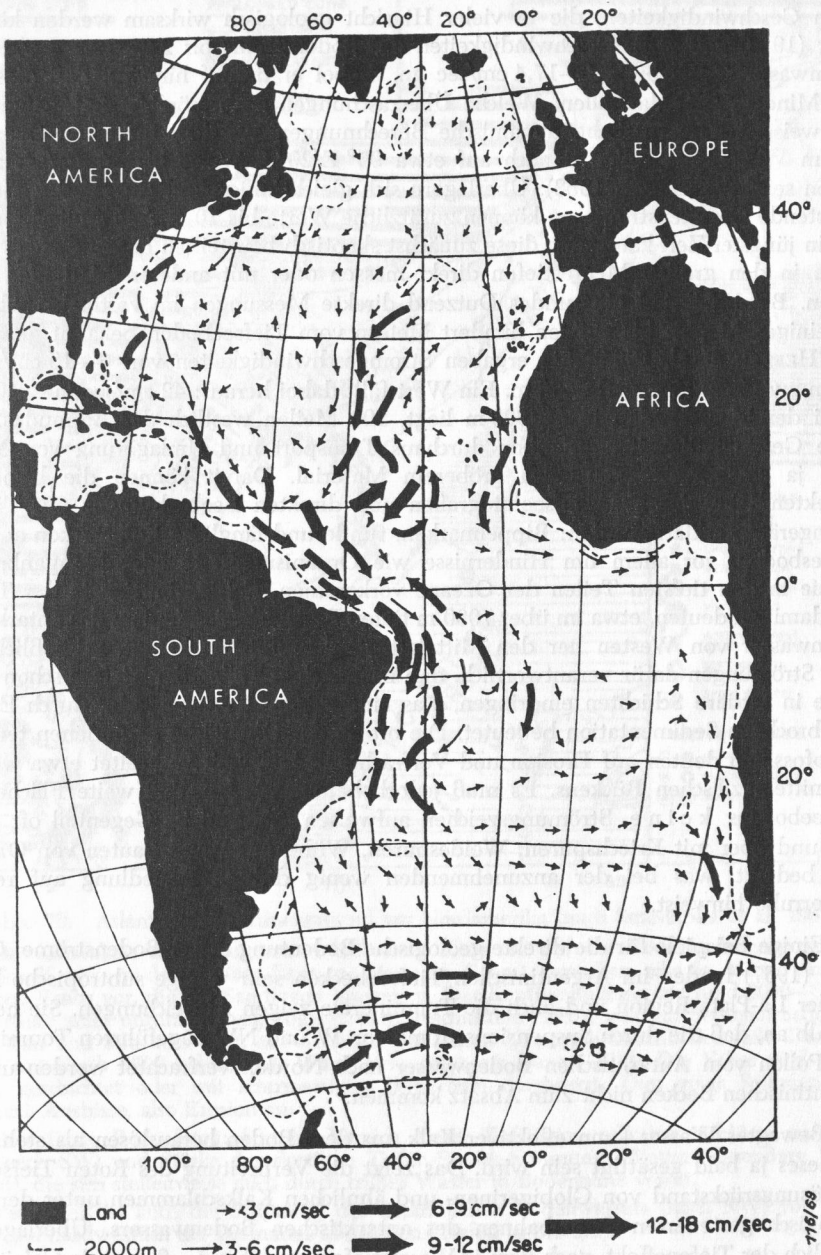


Abb. 69. Richtung und Geschwindigkeit der Ausbreitung des mittleren Tiefenwassers im Atlantischen Ozean. Stromfeld in 2000 m Wassertiefe. Nach A. DEFANT (1961).

mittelte Gesamtsituation stabil ist und nicht nur die Jahre der „Meteor“-Expedition 1925—1927 charakterisiert, beweisen die Wiederholungsmessungen auf ähnlichen Stationen während des Internationalen Geophysikalischen Jahrs (FUGLISTER 1960).

Das überraschendste Ergebnis dieser Berechnungen sind die stellenweise erreichten hohen Geschwindigkeiten, die in vieler Hinsicht geologisch wirksam werden können. Wüst (1958) gab z. B. Geschwindigkeiten des Bodenstroms bis 2,6—12,5 cm/sec, des Tiefenwasserstroms bis 2,1—17,4 cm/sec an, wobei er darauf hinwies, daß dies alles eher Mindestwerte darstellen. Welche Überraschungen noch möglich sind, zeigen beispielsweise neuere russische dynamische Berechnungen aus dem Indischen Ozean. In 1500 m Wassertiefe sollen danach auf etwa 95° E/20° S Werte bis 54 cm/sec zu erwarten sein! (ZAKLINSKII 1963). Überlagern sich gleichsinnige und auch in der Tiefe zu erwartende Gezeitenströme, so können zusätzliche Werte bis 10 cm/sec addiert werden. Erst in jüngster Zeit kann man diese zunächst skeptisch beurteilten hohen Geschwindigkeiten in den großen Meerestiefen direkt messen oder mit anderen Methoden nachweisen. Bis 1964 sind ein rundes Dutzend direkte Messungen im vertikalen Abstand von einigen Metern bis einigen hundert Metern vom Tiefseeboden bekannt geworden (vgl. HEEZEN et al. 1964). Sie ergaben Stromgeschwindigkeiten von 6—15 cm/sec in Tiefen zwischen 2300 und 6600 m. Ein Wert fällt dabei heraus: 42 cm/sec in —4000 m, wobei der Meeresboden in —4600 m liegt, 200 Meilen westlich der Bermudas. Derartige Geschwindigkeiten erlauben durchaus Transport und Umlagerung von Mittelsand, ja stellenweise von noch größerem Material. Damit können die bisherigen indirekten Hinweise aus Tiefseefotografien und direkten Beobachtungen aus Tiefsee-Tauchgeräten erklärt werden: Rippelmarken, runde und längliche Kolkmarken auf dem Meeresboden, vor allem um Hindernisse wie Organismenreste oder Manganknollen, wie sie in den tiefsten Teilen der Ozeane vorkommen. Felsige Partien in der Tiefsee sind damit zu deuten, etwa im über 7000 m tiefen Romanchetief, in dem das antarktische Bodenwasser von Westen her den Mittelatlantischen Rücken kreuzt. Schließlich sind diese Strömungen dafür verantwortlich, daß in manchen Teilen der Tiefsee schon kurze Kerne in tertiäre Schichten eindringen, was eine extrem langsame oder durch Erosion unterbrochene Sedimentation bedeutet. Die oft an der Oberfläche gefundenen tertiären Mikrofossilien deuten auf Erosion und Verfrachtung hin, weit verbreitet etwa westlich des mittelpazifischen Rückens. Es muß jedoch betont werden, daß weite Flächen des Tiefseebodens keine Strömungszeichen aufweisen. Sie sind im Gegenteil oft genug über und über mit Kriechspuren, Weidespuren, Wühlspuren und Bauten von Organismen bedeckt, was bei der anzunehmenden wenig dichten Besiedlung auf relative Wasserruhe hinweist.

Einige Beispiele für die direkte geologische Bedeutung dieser Bodenströme: GROOT et al. (1967) fanden im Argentinischen Tiefseebecken sehr wenige subtropische Pollen aus der La-Plata-Region und auch die Tonminerale zeigen Abweichungen. Sie nehmen deshalb an, daß die durch Suspensionsströme von W und NW zugeführten Tonminerale und Pollen vom Antarktischen Bodenwasser nach Norden verfrachtet werden und im Argentinischen Becken nicht zum Absatz kommen.

Bewegtes Wasser kann effektiver Kalk aus dem Boden herauslösen als stehendes, da dieses ja bald gesättigt sein wird. Das zeigt die Verbreitung des Roten Tiefseetons als Lösungsrückstand von Globigerinen- und ähnlichen Kalkschlammern unter den morphologisch gesteuerten Strombahnen des antarktischen Bodenwassers. Überlagert ist natürlich der Tiefeneffekt, nach dem in Wassertiefen von über 5—6 km kein Calcit mehr

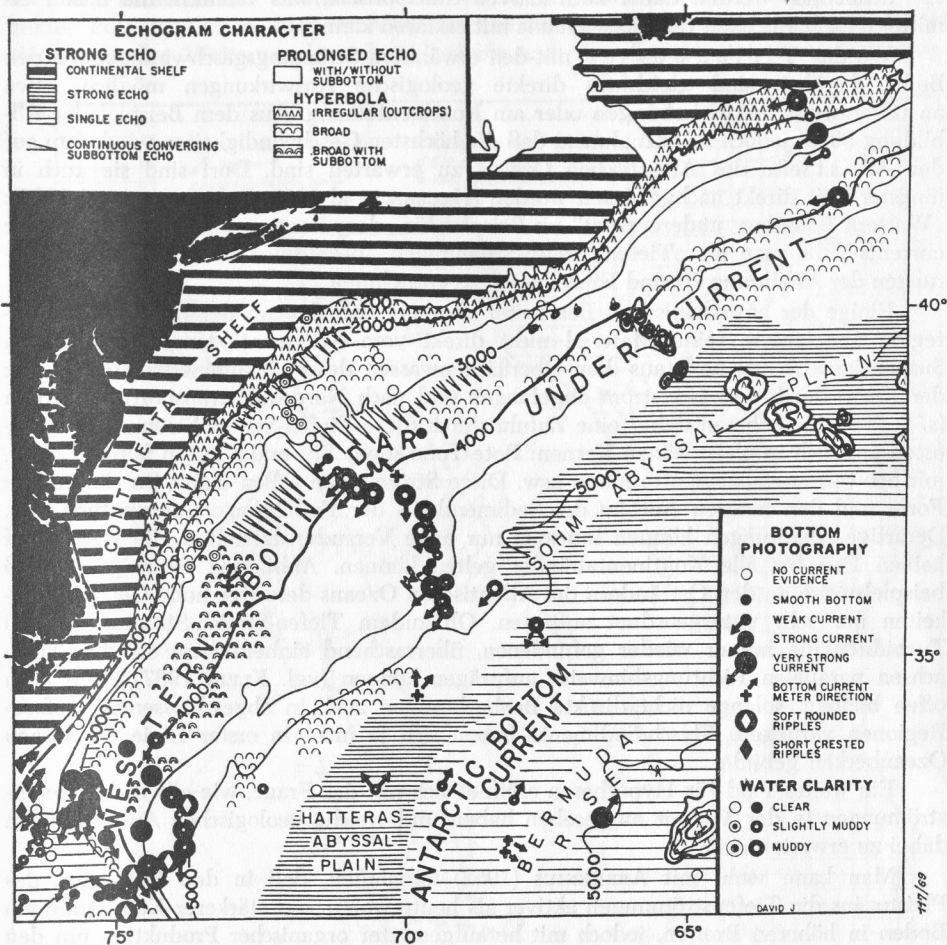


Abb. 70. Atlantischer Kontinentalrand vor Nordamerika (nach SCHNEIDER et al. 1967).

Der Charakter der Echogramme läßt erste Hinweise auf die Bodenbedeckung zu: Auf dem Shelf und in den Tiefsee-Ebenen (Hatteras, Sohm) herrschen scharfe, kurze, ununterbrochene Echos vor, die auf Sandlagen hinweisen. Der Kontinentalhang bis rund 2000—3000 m Wassertiefe zeigt unruhige, ausgezogene, auch geschichtete Echos, was auf Sedimentbedeckung durch Ton und Silt, aber auch auf Ausbisse des harten Untergrunds schließen läßt. Die Fußregion unterhalb 3500 bis 5000 m Wassertiefe zeigt ein buntes Bild: Die Echos sind ausgezogen, geschichtet oder mit schirmartigen Hyperbeln durchsetzt. Dies zeigt Sedimentation, aber auch Ausbisse, also Erosion an.

Orientierte Bodenfotografien im Bereich dieser Fußregion erlauben Schlüsse auf Richtung (nach SW) und Stärke der dortigen Tiefen-Streich-Strömung (Western Boundary Undercurrent), die sich stellenweise auch durch trübes Wasser in Bodennähe verrät.

Vereinzelte ist auch die Strömung des antarktischen Bodenwassers (nach NW) von Beobachtungen nordwestlich der Bermudas abzuleiten (Tiefen in Metern).

zu erwarten ist. Neuere russische Beobachtungen lassen die Auflösung von Calcit schon ab —3,5 km, von Aragonit ab 2—3 km erwarten.

Schließlich werden dabei auch Larven transportiert, was vielleicht die bisher ermittelte Einheitlichkeit der Tiefseefauna mit erklären kann.

Wo das Tiefenwasser mit den erwähnten Strömungsgeschwindigkeiten den Boden berührt, sind gleichfalls direkte geologische Auswirkungen möglich, etwa an untermeerischen Erhebungen oder am Kontinentallang. Aus dem Beispiel der Abbildung 69 ist jedoch zu entnehmen, daß die höchsten Geschwindigkeiten wiederum auf der Westseite des Atlantischen Ozeans zu erwarten sind. Dort sind sie auch in jüngster Zeit direkt nachgewiesen worden (HEEZEN et al 1966, SCHNEIDER et al 1967): „Western Boundary undercurrent“ als Beispiel für „deep contour-following geostrophic currents“, die man als „Tiefen-Streich-Strömungen“ bezeichnen könnte. Den Erläuterungen der Abbildung 70 sind Einzelheiten zu entnehmen.

Einige der amerikanischen Bearbeiter glauben, daß das auf der Kontinental-Fußregion abgelagerte feine Material nicht direkt vom Kontinent stammt, weder von Suspensionsströmen noch aus dem Oberflächenwasser, dessen Tonminerale schon unter der Küste durch den Golfstrom abgefangen und nach Nordosten transportiert werden (s. S. 209). Sie nehmen daher eine Zufuhr durch diese Tiefen-Streich-Ströme aus Nordosten an, auch in pleistozänen Kernen: Rote Tone sowie Silt und Sand in feinen Lagen, mit Schwermineralkonzentrationen usw. Diese Strömungen sollen damit für die äußere Form und den inneren Aufbau des Sedimentkeils der Fußregion verantwortlich sein. Derartige Ableitungen können indessen nur erste Versuche darstellen, die zudem auf keinen Fall für alle Kontinentalränder gelten können. Abbildung 69 zeigt ja, daß beispielsweise an den Osträndern des Atlantischen Ozeans derartige hohe Geschwindigkeiten nur sehr untergeordnet auftreten. Ob zudem Tiefen-Streich-Strömungen den Turbiditen die immer wieder gefundenen, überraschend einheitlichen, oft den Trogachsen parallelen Richtungshinweise aufprägen können (vgl. KLEIN 1967), muß noch offen bleiben, solange nicht direkte Beobachtungen auch in abgeschlossenen Tiefsee-Regionen vorliegen. Flysch-Sedimente haben sich ja nicht in erster Linie in offenen Ozeanbecken gebildet.

Ein weites Feld für Hypothesen eröffnet sich mit der Frage, wie alle diese Tiefenströmungen in der Vorzeit ausgesehen haben und welche geologischen Auswirkungen dabei zu erwarten sind.

Man kann wohl mit ARRHENIUS (1952) annehmen, daß in den Kaltzeiten des Pleistozäns die Tiefenströmungen aktiver als heute waren, mit stärkerer Kalklösung am Boden in höheren Breiten, jedoch mit heraufgesetzter organischer Produktion um den Äquator, daher höheren Kalkgehalten in den dortigen Sedimenten. Man kann auch an wirkungsvolleren Faunenaustausch unter der tropischen Warmwassersphäre hindurch denken, was die Nord/Süd-Bipolarität vieler Organismen besser erklären könnte. Ob diese größere Aktivität der Tiefenströmung direkt an Bodentemperaturen abzulesen ist, die sich aus dem $0^{18}O/^{16}O$ -Verhältnis der Kalkschalen von Benthostieren errechnen lassen, muß sich noch zeigen. EMILIANI weist verschiedentlich auf Kalt/Warmzeitunterschiede hin, zum mindestens auf dem Boden des Atlantischen Ozeans.

Hat es eisfreie Pole und damit akryogene Zeiten (?Mesozoikum?) mit einem weltweit sehr viel einheitlicheren Klima gegeben? Hat in der heutigen Position der Kontinente ein eisfreies Polarmeer mit höherer Verdunstung, höheren Niederschlägen, Eisbildung auf dem Festland, eine Kettenreaktion zur Folge, die zu einer Glazialperiode führt? Eine Reaktion, die dann durch Absenken des Meeresspiegels den Zutritt des Golfstroms in das Arktische Becken behindert, dort Eisbedeckung und wieder

herabgesetzte Verdunstung verursacht (EWING & DONN 1958)? Heute liegt der Nordpol in einem von Kontinentalmassen fast völlig eingeschlossenen Meer, der Südpol auf dem antarktischen Kontinent. Wie wirkte sich eine eventuelle Lage eines oder beider Pole im Ozean aus? Wurden dadurch klimatische Extreme gemildert? Führt ein eventuelles Weiterwandern des Nordpols nach den Kontinentalmassen Nordame-

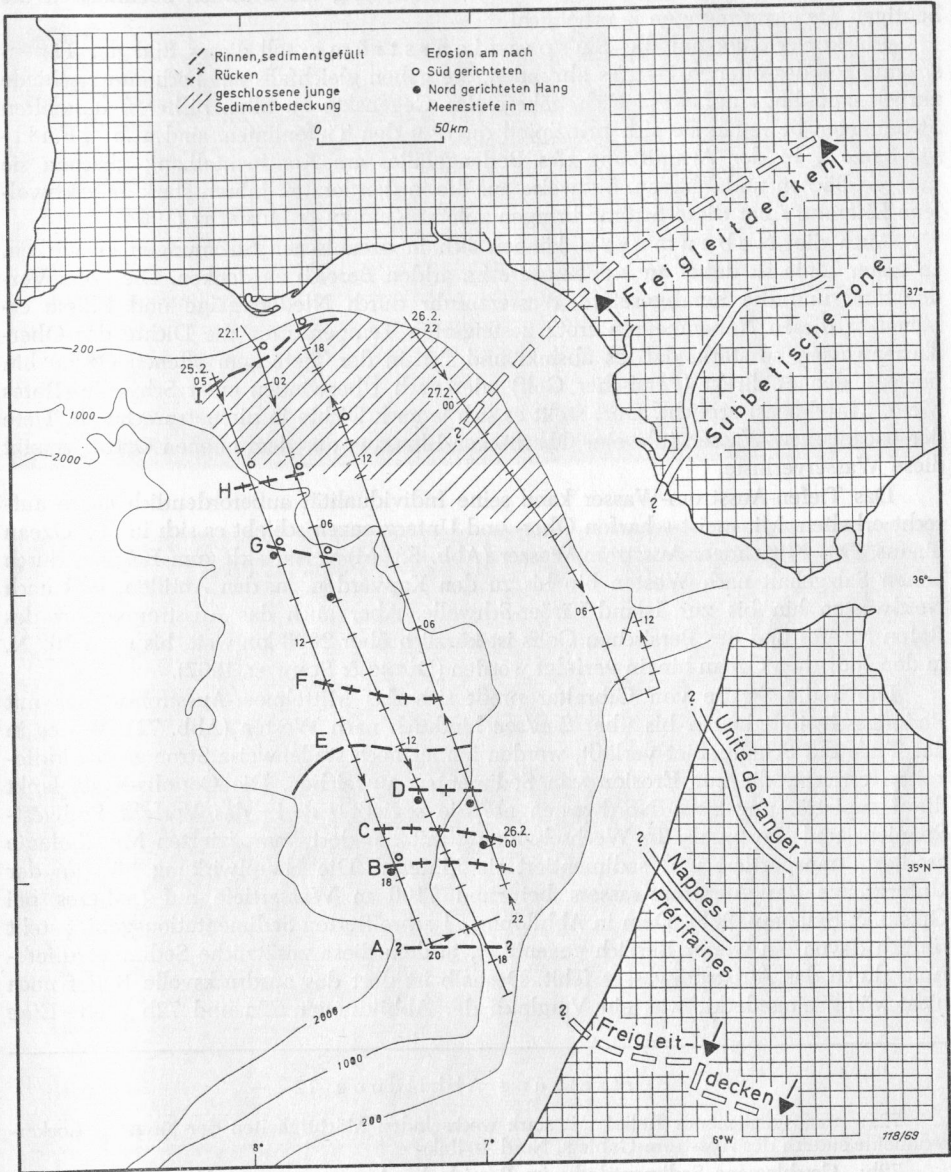


Abb. 71. Wirkungen des Mittelmeer-Auströmungswassers im Vorfeld der Straße von Gibraltar (nach GIESEL & SEIBOLD 1968).

rikas zu eiszeitlichen Bedingungen für die nächsten 100 Millionen Jahre, wie es TANNER (1965) ableiten zu müssen glaubt?

Auch bei diesen Fragen wird die größte Schwierigkeit in der Beurteilung des Reliefs früherer Perioden liegen, was für die Kontinente schwierig, für die Ozeane fast unmöglich bleiben wird. Die Grönland-Schottland-Schwelle, der Walfischrücken oder umgekehrt die Durchgängigkeit der Tiefsee-Einsenkung vor Brasilien beeinflussen die heutigen Tiefenströmungen ja erheblich!

Ein kurzer Blick auf die *Suspensionsströme* soll dieses Bild der Tiefenströmungen des offenen Ozeans abrunden. Sie gehen gleichfalls auf Dichteunterschiede zurück, allerdings auf wesentlich höhere. Im Gegensatz zu allen bisher behandelten Strömungen bewegen sie sich prinzipiell quer zu den Tiefenlinien, sind also „Fallströme“. In der Ausnützung des Bodengefälles am Kontinentalhang gleichen sie unseren Bächen und Flüssen. Verweise auf die in den letzten Jahren stark angeschwollene Literatur über diese Ströme bringen zuletzt KUENEN & HUMBERT (1964).

Auch die *Nebenmeere* können sich in ozeanischen Strömungen auswirken. In erster Linie ist dabei an Nebenmeere im ariden Bereich zu denken. Die hohe Verdunstung und die herabgesetzte Wasserzufuhr durch Niederschläge und Flüsse erhöhen in diesen Nebenmeeren trotz gesteigerten Temperaturen die Dichte des Oberflächenwassers so stark, daß es absinkt und sich in der Tiefe zum offenen Ozean hin bewegt, den es direkt (Persischer Golf) oder nach Überwinden einer Schwelle (Rotes Meer, Mittelmeer) erreicht. Dort stellt es sich je nach Dichte in die entsprechende Tiefe der ozeanischen Wassersäule ein. Oberflächen-Einstrom aus dem offenen Ozean ersetzt diese Wasserverluste.

Das Tiefen-Ausstrom-Wasser kann seine Individualität außerordentlich lange aufrecht erhalten. Mit meist scharfen Ober- und Untergrenzen schiebt es sich in den Ozean hinaus. Das Mittelmeer-Ausstrom-Wasser (Abb. 68, M) verrät sich zum Beispiel durch hohen Salzgehalt nach Westen hin bis zu den Kapverden, ja, den Antillen, und nach Nordwesten hin bis zur Island-Färöer-Schwelle. Aber auch das Ausstromwasser des Roten Meeres und des Persischen Golfs ist kürzlich über 2000 km weit, bis rund 10° N, in den Indischen Ozean hinein verfolgt worden (DÜING & SCHWILL 1967).

Durch die Straße von Gibraltar preßt sich das Mittelmeer-Ausstromwasser mit Bodengeschwindigkeiten bis über 2 m/sec hindurch nach Westen (Abb. 71). Wo es in der Tiefe das Schelfgebiet verläßt, werden immer noch stellenweise Stromgeschwindigkeiten erreicht, die zur Erosion von Sedimenten ausreichen. Die Coriolis-Kraft lenkt die Hauptströmung nach Nordwesten ab. Sie ergießt sich in das Vorfeld Südwest-Spaniens und -Portugals. In Wechselwirkung mit der dort komplizierten Morphologie erodiert, transportiert und sedimentiert sie Material. Die Hauptwirkung hört an der Untergrenze des Ausstromwassers bei rund 1100 m Wassertiefe auf (näheres bei GIESEL & SEIBOLD 1968). Dem in Abbildung 71 schraffierten Sedimentationsgebiet steht südlich davon ein weiter Bereich gegenüber, in dem diese zusätzliche Sedimentzulieferung durch das Ausstromwasser fehlt. Deshalb ist dort das ausdrucksvolle Relief noch nicht völlig eingedeckt, was ein Vergleich der Abbildungen 72a und 72b zeigt. Eine

Fortsetzung Abbildung 72

72a: unausgeglichenes Relief mit stark wechselnden Mächtigkeiten der jüngsten Lockersedimente südlich des Ausstrom-Gebiets, Nord = links.

72b: Geschlossene Sedimentdecke im Bereich des Ausstromwassers. Nord = rechts, Anstieg zum Südportugiesischen Schelf, unter dem 6 multiple Echos zu erkennen sind (Original-Echogramme der „Meteor“-Fahrt 8/1967, nach GIESEL & SEIBOLD 1968).

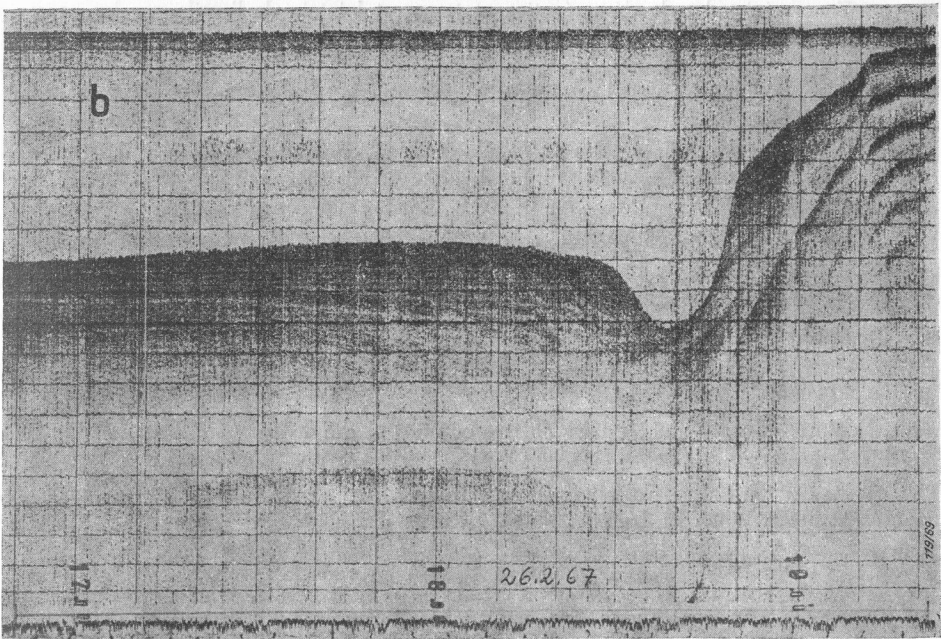
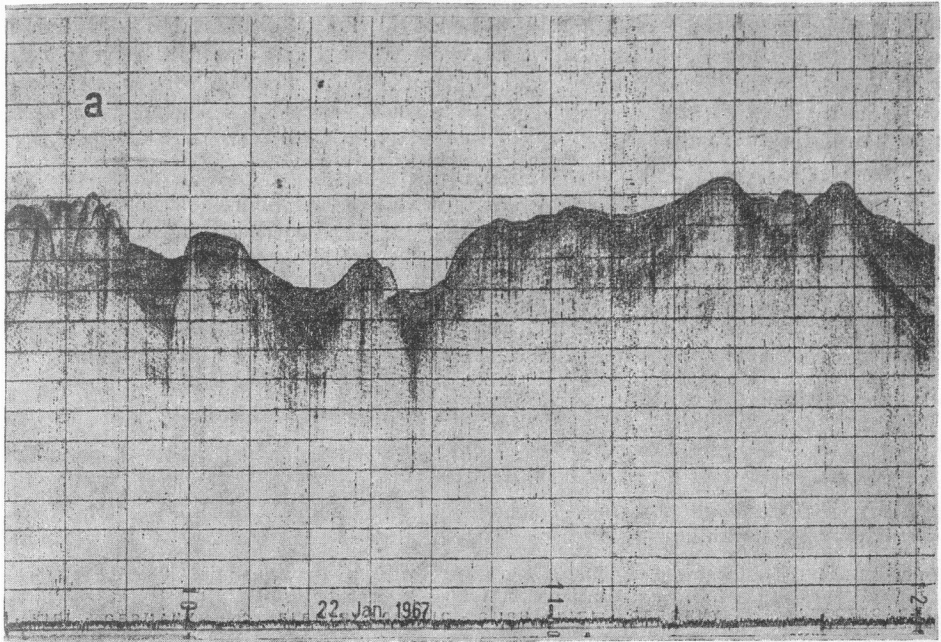


Abb. 72. Sedimentechogramme vom Vorfeld der Straße von Gibraltar. Lokalitäten nach den Zeitangaben in Abb. 71. Abstand der horizontalen Linien etwa 75 m im Wasser, etwa 80 m im Sediment. Abstand der vertikalen Linien etwa 2,4 km. Deshalb ist auf die starke Überhöhung zu achten. Fortsetzung siehe nebenstehende Seite

nach den Echogrammen im Norden bis über 500 m mächtige Schichtfolge wird danach vom Mittelmeer-Ausstromwasser aufgebaut, bisher eine einzigartige Situation in heutigen Meeren. Weniger ausgeprägt müßten sich solche Auswirkungen jedoch beispielsweise auch vor den Verbindungsstraßen des germanischen Muschelkalkmeers in Richtung auf die Tethys finden lassen.

Wohl als erster hat A. VON HUMBOLDT aufgrund eigener Messungen vor dem pazifischen Südamerika über die Wassermassen unter der Oberfläche nachgedacht. Er hat in seinem „Kosmos“ die Forderung aufgestellt, „die schweigenden Tiefen des Ozeans zum Reden zu zwingen“.

Die weltweit im Gang befindlichen meereskundlichen Untersuchungen versuchen das. Mögen diese Ausschnitte aus dem erwähnten Vortrag zeigen, welche Anregungen auch der Geologe daraus erwarten darf.

Schriften

- D'ANGLEJAN, B. F.: Origin of marine Phosphorites off Baja California, Mexico. — *Marine Geol.*, 5, 15—44, Amsterdam 1967.
- ARRENIUS, G.: Late Cenozoic climatic changes as recorded by the Equatorial Current System. — *Swedish Deep Sea Exped. Repts.*, 5, 1, 83—88, Stockholm 1952.
- BAKKER, J. P.: Großregionale Verwitterungszonen und Ferntransport von Ton durch Meeresströmungen. — *Tijdschr. Kon. Nederlandsch Aardrijksk. Gen.*, LXXX, 2, 109—120, Leiden 1963.
- : Zones régionales de désagrégation et transport lointain de l'argile par les courants marins. — *Scientia*, 57, (6), 13 S., Bologna 1963.
- BUNCE, E. T., EMERY, K. O., GERARD, R. D., KNOTT, S. T., LIDZ, L., SAITO, T., & SCHLEE, J.: Ocean drilling on the continental margin (JOIDES)-Science, 150, 709—716, Washington 1965.
- DEFANT, A.: Die Ausbreitung des Mittelmeerwassers im Nordatlantischen Ozean. — *Papers Mar. Biol. Oceanogr.*, 465—470, London (Pergamon) 1955.
- : *Physical Oceanography*. — 729 + 598 S., London (Pergamon) 1961.
- DIETRICH, G., & KALLE, K.: *Allgemeine Meereskunde*. — 500 S., Berlin (Borntraeger) 1957.
- DÜING, W., & SCHWILL, W. D.: Ausbreitung und Vermischung des salzreichen Wassers aus dem Roten Meer und aus dem Persischen Golf. — „Meteor“ *Forsch. Erg. R. A.*, 3, 44, Berlin 1967.
- EWING, M., & DONN, W. L.: A theory of Ice Ages. — *Science*, 123, u. 127, 1159—1162, Washington 1958.
- FELL, H. B.: Cretaceous and Tertiary Surface currents of the oceans. — *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 5, 317—341, London (Allen & Unwin) 1967.
- FISCHER, A. G.: Latitudinal variations in organic diversity. — *Amer. Scientist*, 49, 1, 50—74 (s. a. *Evolution*, 14, 1, 1960), 1961.
- FUGLISTER, F. C.: *Atlantic Ocean Atlas*. — *Woods Hole Oceanogr. Inst.*, 1, 1960.
- GIESEL, W., & SEIBOLD, E.: Sedimentechogramme vom ibero-marokkanischen Kontinentalrand. — „Meteor“-*Forsch. Erg. R.*, C, 1, 53—75, Berlin-Stuttgart 1968.
- GROOT, J. J., GROOT, C. R., EWING, M., BURCKLE, L., & CONOLLY, J. R.: Spores, Pollen, Diatoms and Provenance of the Argentine Basin Sediments. — In: *Progress in Oceanography*, 4, 179—217, Oxford etc. (Pergamon) 1967.

- HEEZEN, B. C., & HOLLISTER, C. D.: Deep-sea current evidence from abyssal sediments. — *Marine Geol.*, **1**, 141—174, Amsterdam 1964.
- , HOLLISTER, C. D., & RUDDIMAN, W. F.: Shaping of the continental Rise by Deep Geostrophic Contour Currents. — *Science*, **152**, 502—508, Washington 1966.
- HOLLISTER, C. D., & HEEZEN, B. C.: Ocean bottom currents. In: *The Encyclopedia of Oceanography*, **S.** 576—583, New York (Reinhold Publ. Co) 1966.
- JOIDES (Joint Oceanographic Institutions Deep Earth Sampling Group): Deep-Sea Drilling Project. — *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **51**, 9, 1787—1802, Tulsa 1967.
- KLEIN, G. DE VRIES: Paleocurrent analysis in relation to modern marine sediment dispersal patterns. — *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **51**, 3, 366—382, Tulsa 1967.
- KUENEN, PH. H., & HUMBERT, F. L.: Bibliography of turbidity currents and turbidites. — In: A. H. BOUMA & A. BROWER, *Turbidites, Developments in sedimentology*, **3**, 22—246, Amsterdam (Elsevier), 1964.
- LATTIN, G. DE: *Grundriß der Zoogeographie*. — 602 S., Stuttgart (Fischer), 1967.
- MCGOWAN, J. A.: *Oceanic Zoogeography — The Distribution and Abundance of Zooplankton*. — Vortrag Symposium SCOR WORKING GROUP 19, Cambridge, September 1967 [Im Druck bei Cambridge Univ. Press.].
- MCINTYRE, A., & BE, A. W. H.: Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean-I. Placoliths and Cyrtoliths. — *Deep Sea Res.*, **14**, 561—597, Oxford etc. 1967.
- NEUMANN, G., & PIERSON, W. J. jr.: *Principles of Physical Oceanography*. — 557 S., Englewood Cliffs (Prentice-Hall), 1966.
- OPDYKE, N. D.: Paleoclimatology and continental Drift. — In: RUNCORN, S. K., *Continental Drift*, 41—65, New York, London (Academic Press), 1962.
- PHILLIPS, J. D.: Magnetic anomalies over the mid-Atlantic Ridge near 27° N latitude. — *Amer. Geophys. Union Trans.*, **48**, 1, S. 89, Washington 1967.
- PRATT, R. M., & HEEZEN, B. C.: Topography of the Blake Plateau. — *Deep Sea Res.*, **11**, 721—728, Oxford etc. 1964.
- RIEDEL, W. R.: Radiolarian evidence consistent with spreading of Pacific floor. — *Science*, **157**, 540—542, Washington 1967.
- SHELTEMA, R. S.: Evidence for trans-Atlantic transport of gastropod larvae belonging to the genus *Cymatium*. — *Deep Sea Res.*, **13**, 83—95, Oxford etc. 1966.
- SCHNEIDER, E. D., FOX, P. J., HOLLISTER, C. D., NEEDHAM, H. D., & HEEZEN, B. C.: Further evidence of contour currents in the western North Atlantic. — *Earth Planet. Sci. Letters*, **2**, 351—359, Amsterdam 1967.
- SCHWARZBACH, M.: Fossile Korallenriffe und Wegeners Drifthythese. — *Naturwiss.* **36**, 8, 229—233, Berlin etc. 1949.
- : *Das Klima der Vorzeit*. — 286 S., Stuttgart (Enke), 1961.
- SEARS, M. (Ed.): *The Quaternary History of the Ocean Basins*. — 355 S., Progr. in Oceanogr. **4**, Oxford 1967.
- SEIBOLD, E.: *Das Meer*. — In: BRINKMANN, R., *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie*, **I**, 280 bis 500, Stuttgart (Enke) 1964.
- : La mer baltique prise comme modèle de géologie marine. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* (2), **9**, 5, 371—384, Paris 1967.
- SHELDON, R. P.: Paleolatitude and paleogeographic distribution of Phosphorite. — *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 501-C*, 106—113, Washington 1964.
- STRAKHOV, N. M.: *Principles of Lithogenesis I* (russ. 1962), 245 S., New York 1967.