8. Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere.

Von Herrn E. Philippi in Jena.

(Mit einer Textfigur.)

Es ist eine bekannte Erscheinung, daß man an Gegenständen, mit denen man frühzeitig vertraut geworden ist und die man täglich vor Augen hat, häufig vorübergeht, ohne über ihr Wesen und ihre Entstehung tiefer nachzudenken. So scheint es auch uns Geologen mit der Schichtung zu gehen. Wir haben in den ersten Stunden des geologischen Unterrichts gelernt, daß die Schichtung ein bezeichnendes Merkmal der meisten Sedimentgesteine darstellt. Seitdem haben wir diesen Satz durch zahllose Beispiele in der Natur bestätigt gefunden und uns daran gewöhnt, die Schichtung der Sedimente als etwas Gegebenes, fast Selbstverständliches, anzusehen.

Eine einfache Überlegung zeigt, daß die Schichtung keineswegs etwas so Selbstverständliches ist. Die Schichtung beruht auf Unterbrechung oder Veränderung des Sedimentabsatzes; es müssen demnach einzelne von den Faktoren, welche die Sedimentierung bedingen, einem verhältnismäßig raschen Wechsel unterworfen worden sein. Solange die Sedimentablagerung unter gleichen Bedingungen stattfindet, tritt keine Schichtung ein.

Über die tieferen Ursachen, die der Schichtung zugrunde liegen können, geben unsere Lehrbücher meist wenig Aufschluß. Im allgemeinen begnügen sie sich damit, das Phänomen der Schichtung zu beschreiben. Sämtliche Erscheinungen, die sich an Schichten beobachten lassen, z. B. diskordante Parallelstruktur, Auskeilen, Skulpturen der Schichtoberflächen werden meist recht eingehend besprochen; auf die Ursachen der Schichtung wird entweder gar nicht eingegangen, oder es wird kurz darauf hingewiesen, daß sich im allgemeinen Schichten so bilden mögen wie etwa am Boden eines Binnensees, in den Flüsse je nach der Höhe ihres Wasserstandes bald gröberes, bald feineres Material hineintragen. Es liegt auf der Hand, daß eine solche Erklärung nicht erschöpfend sein kann. Sie ist anwendbar auf Sedimente, die sich entweder auf den Konti-

nenten selbst oder im Meere in unmittelbarer Nachbarschaft der Küste niedergeschlagen haben. Für küstenferne, marine Ablagerungen, die sich wahrscheinlich in einem sehr langsamen Tempo bildeten, ebenso wie für organogene Sedimente ist diese Erklärung nicht mehr ausreichend.

Am eingehendsten hat sich wohl bisher JOHANNES WALTHER[1]) mit dem Problem der Schichtung beschäftigt. Er tritt besonders der oft geäußerten Ansicht entgegen, daß jede Schichtfläche eine zeitweilige Unterbrechung des Sedimentabsatzes bedeutet, und kommt zu dem Schlusse: Schichtung entsteht durch eine Verschiedenheit des Gesteinsmaterials, durch einen Wandel der Facies oder, was dasselbe sagen will, durch einen unvermittelten Wechsel in den lithogenetischen Bedingungen[2]).

Damit ist nun wohl über das Wesen der Schichtung das letzte Wort gesprochen, über die Ursachen, die den Wandel der Facies hervorrufen, erfahren wir auch hier noch nichts.

Es liegt auf der Hand, daß wir die eigentlichen Grundursachen der Schichtung an fossilem Material nur sehr schwer feststellen können. Besonders für die Bildungsart mariner Ablagerungen sind sehr viele Faktoren maßgebend: Entfernung von der Küste, Beschaffenheit der umgebenden Landmassen, Sedimentführung der ins Meer mündenden Flüsse, Tiefe, Temperatur und Wasserzirkulation des Meeres, schließlich das Organismenleben und seine mannigfach wechselnden Bedingungen. Wir werden kaum jemals dahin gelangen können, die Bedingungen, unter denen sich die Gesteinsbildung in der Vorzeit vollzog, ganz richtig zu beurteilen; und deswegen werden wir auch nie mit völliger Sicherheit sagen können: durch die Veränderung dieses oder jenes Faktors, der für die Sedimentbildung maßgebend ist, hat sich die Facies verschoben, bildete sich eine neue Schicht von abweichender Beschaffenheit.

Leichter zu erklären wäre augenscheinlich die Schichtung, wenn wir sie in den Ablagerungen der heutigen Meere wahrnehmen könnten. Wir kennen einigermaßen die Bedingungen, unter denen sich heutigentags ein marines Sediment bildet, deswegen würden wir uns auch vielleicht ein Urteil darüber bilden können, welcher maßgebende Faktor sich geändert hat, wenn am rezenten Meeresgrunde Schichtung auftritt.

---

[1]) Einleitung in die Geologie, S. 620 ff.

[2]) Vgl. hier auch K. ANDRÉE: Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation usw. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXV, S. 366.

I. Bisherige Angaben über Schichtung in marinen Grundproben.

Leider wußten wir bisher über die Schichtung moderner Meeresablagerungen herzlich wenig. Einige Fälle, die von JOH. WALTHER[1]) referiert werden, hat bereits die Challenger-Expedition beobachtet. Auf Station 286, zwischen Tahiti und Valparaiso, wurde eine 5 cm starke Oberschicht von organismenarmem roten Ton angetroffen, welche von einer stärkeren Schicht von kokkolithenreichem Sediment unterlagert wurde. Weiter östlich, auf den Stationen 294 und 296, fanden sich hingegen kalkärmere Ablagerungen unter kalkreicheren. Westlich von Tristan d' Acunha wurde auf Station 334 eine Grundprobe gelotet, deren oberer Teil hauptsächlich aus pelagischen Foraminiferen, der untere aus Kokkolithen bestand; beide Schichten hatten fast gleichen Kalkgehalt und waren durch eine dünne schwarze Linie voneinander getrennt.

Nach den Forschungen von SCHMELCK[2]), BOEGGILD[3]) und NANSEN[4]) lagert gewöhnlich im norwegischen Nord-Meere eine dünne Schicht von braunem, mehr oder minder kalkreichen Ton (*Biloculina*- und Übergangs-Ton) über einem grauen, äußerst kalkarmen Ton. NANSEN meint, daß zu der Zeit, als sich der graue Ton der Unterschicht bildete, das Land rings um das Nordmeer weit höher über den Meeresspiegel aufragte als heute. Der submarine Rücken, welcher Schottland mit Grönland verbindet, erhob sich damals über das Meeresniveau und verwehrte dem Golfstrom den Eintritt in das norwegische Becken. Gleichzeitig war wohl während der Ablagerung der Unterschicht Norwegen noch von Inlandeis bedeckt; es werden also zur Erklärung der Schichtung säkulare Küstenverschiebungen wie klimatische Momente herbeigezogen.

Auch TORELL[5]) teilt aus der Nachbarschaft von Spitzbergen eine in 2200 m gelotete Grundprobe mit, die fünf Schichten von verschiedener Färbung aufwies.

---

[1]) a. a. O., S. 625.

[2]) Norske Nordhavs-Expedition 1876—1878. IX. Chemie. Christiania 1882.

[3]) The Danish Ingolf Expedition I, 3. Deposits of the Sea Bottom. Kopenhagen 1900. The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results V, 14. On the bottom deposits of the North Polar Sea.

[4]) Ebenda IV, 13. Bathymetrical features of the North Polar Sea, S. 214.

[5]) MALMGREN, Zeitschr. f. wissenschaftl. Zoologie 1870, S. 460.

Aus der Nachbarschaft der Azoren und aus der nordafrikanischen Mulde erwähnt THOULET[1]) mehrfach Schichtung des Bodensediments; sie dürfte in den meisten Fällen auf vulkanische Eruptionen zurückzuführen sein.

Südlich von Neufundland und Neuschottland beobachtete LOHMANN[2]) an der Grenze von rotem Ton und Globigerinenschlamm eine obere kalkreichere über einer unteren kalkärmeren Schicht; während oben pelagische Foraminiferen recht häufig auftreten, sind sie unten sehr selten, die in beiden Teilen enthaltenen Quarzkörner sind unten feiner als oben.

Auch die Berichte von der Expedition des „Planet“[3]) erwähnen mehrfach Schichtung der Grundproben, so an der Elfenbein-Küste, südöstlich von St. Helena und besonders an der Ost-Küste von Madagaskar.

Ebenso ist durch vorläufige Mitteilungen[4]) bereits einiges über geschichtete Sedimente bekannt geworden, welche die Deutsche Südpolar-Expedition im südatlantischen Ozean beobachtete.

So liegen denn bereits aus sehr verschiedenen Teilen der Weltmeere Angaben über Schichtung am heutigen Meeresgrunde vor. Immerhin ist die Zahl der Fälle, in denen bisher eine Schichtung festgestellt wurde, im Vergleich zu den Tausenden von Grundproben, die zur Untersuchung gelangten, eine sehr geringe. Nach dem, was man bis jetzt wußte, hatte man sicherlich noch nicht das Recht, die Schichtung als ein Phänomen anzusehen, das am Grunde der heutigen Meere allgemeine Verbreitung besitzt.

Diesen Standpunkt betont mit besonderer Schärfe THOULET, ja er kommt zu dem Schlusse, daß die wenigen bisher bekannten Beispiele von Schichtung lediglich eine Ausnahme bilden, welche die Regel bestätigt; d. h. mit anderen Worten, er nimmt an, daß die Sedimente der heutigen Meere im allgemeinen ungeschichtet sind. Diese Auffassung legen ihm besonders Beobachtungen von dem submarinen Plateau der Iroise, westlich von Brest, nahe.

---

[1]) Resultats des Campagnes Scientif. Monaco, Fasc. XXII, 1902, S. 61; XXIV, 1905, S. 45, 47, 61, 63.

[2]) Untersuchungen über Tier- und Pflanzenwelt usw. zwischen dem 38. und 50.° nördl. Br. Sitz.-Ber. Preuß. Akad. XXVI, 1903, S. 19.

[3]) Enthalten in Annalen der Hydrographie **34,** 1906.

[4]) Berichte von der Deutschen Südpolar-Expedition, Veröffentl. d. Instituts f. Meereskunde, Heft 1, 2, 5. — PHILIPPI: Über Grundproben und geolog.-petrograph. Arbeiten der Deutschen Südpolar-Expedition. Verhandl. d. 15. Geogr.-Tages zu Danzig 1905, S. 28.

Im Jahre 1868 hatte der Fregattenkapitän H. DE ROUJOUX[1]) eine genaue Grundkarte der Umgebung von Brest entworfen. 35 Jahre später fand THOULET in diesen so stark bewegten Gewässern genau die gleiche Verteilung des Meeresgrundes und schloß daraus, daß nicht beständiger Wechsel, sondern Permanenz die Sedimentbildung am Boden der heutigen Meere beherrscht. Seine Angaben[2]) lauten wörtlich: „La permanence des mêmes fonds constatée après trente-cinq ans dans les parages particulièrement tourmentés de l'Iroise, permet de penser que cette permanence est générale sur tout le sol océanique. Les quelques exceptions connues ne font que confirmer la règle; elles se rapportent à des détroits ou golfes, sièges de phénomènes particulièrement violents ou à certaines mers comme la Mer du Nord, par exemple, que sa position géographique et surtout sa très faible profondeur rendent comparable à une immense plage dans des conditions toutes spéciales de bouleversement.

On est donc autorisé à établir des cartes lithologiques sous-marines qui représentent un état permanent et non temporaire et variable, résultante d'actions qui peuvent éprouver individuellement des changements mais dont la somme reste la même."

Nach diesem Urteil, das einer der besten Kenner der heutigen Meeresablagerungen fällt, war es nicht sehr wahrscheinlich, daß ozeanographische Forschungen zur Lösung des Schichtungsproblems beitragen würden. Diese Sachlage ist jedoch durch die Arbeiten der Deutschen Südpolar-Expedition wesentlich verschoben worden. An einer großen Anzahl von Grundproben läßt sich erkennen, daß Schichtbildung am Boden der heutigen Meere nicht eine Ausnahme, sondern die Regel sein dürfte. Zugleich lassen sich in vielen Fällen Vermutungen darüber aufstellen, welche Faktoren bei der Bildung der Schichten am heutigen Meeresboden eine Rolle gespielt haben mögen.

---

[1]) Vgl. THOULET: L'Océan, Paris 1904, S. 99.
[2]) Campagnes Scientif. Monaco, Fasc. XIX, 1901, S. 9.

II. Schichtung in den Grundproben der Deutschen Südpolar-Expedition.

A. Methode der Lotungen.

Zunächst zeigen die Erfahrungen der Deutschen Südpolar-Expedition ziemlich deutlich, weswegen die Lotungen früherer Expeditionen verhältnismäßig so selten eine Schichtung am Meeresboden haben erkennen lassen. Man gebrauchte bis zur Expedition der „Valdivia“ zur Aufnahme der Grundprobe meist Rohre, die unten durch ein Ventil verschließbar waren. Durch dieses wurde allerdings auch ein ganz lockeres Sediment in der Schlammröhre zurückgehalten, andrerseits aber drang das Lot nicht besonders tief in den Meeresboden ein, und das Sediment wurde beim Passieren des Ventils meist wohl durcheinandergemischt. Dazu kam, daß man vielfach, z. B. auf der Deutschen Tiefsee-Expedition, verhältnismäßig leichte Sinkgewichte gebrauchte, welche die Schlammröhren nicht allzu tief in den Meeresgrund hineinpreßten.

Um möglichst lange Grundproben zu erzielen, verwandte die Deutsche Südpolar-Expedition Schlammröhren, die an ihrem Unterende offen waren und nur am Oberende durch ein Kugelventil verschlossen wurden. Wenn größere Tiefen zu erwarten waren, gebrauchte man Sinkgewichte von 35 kg; außerdem wurden die Schlammröhren länger gewählt als bisher: der kürzeste Typus, der verwandt wurde, maß 40 cm, der längste 2 m.

Der Erfolg war der, daß die Deutsche Südpolar-Erpedition Grundproben von ganz außergewöhnlicher Länge erzielte. Während die der „Valdivia“ durchschnittlich nur 7 cm lang waren, erreichten sie auf dem „Gauß“ eine durchschnittliche Länge von 30—40 cm, eine maximale von 80 cm. Es liegt auf der Hand, daß die Aussicht, eine Schichtung der heutigen Bodensedimente zu finden, desto günstiger wird, je tiefer man in den Meeresboden eindringt.

Allerdings darf nicht verschwiegen werden, daß sich die langen Schlammröhren der Deutschen Südpolar-Expedition öfters nicht füllten, wahrscheinlich weil sie den Meeresboden nicht ganz senkrecht trafen und sich auf ihm sofort umlegten. Vielfach gingen aber auch die Instrumente verloren, in manchen Fällen wohl deswegen, weil sich die Schlammröhre zu tief einbohrte, und der Lotdraht daher beim Einholen abriß. So sind denn die schönen Grundproben des „Gauß“ mit dem

Verlust vieler Kilometer Lotdraht und fast aller ozeanographischen Instrumente erkauft worden.

B. Schichtung im Globigerinenschlamm.

Am besten kontrollierbar ist die Schichtung in Kalkschlammen, besonders im Globigerinenschlamm. In diesen vorherrschend hellgefärbten Sedimenten treten mineralische Beimengungen verschiedenen Charakters meist schon durch Farbenunterschiede sehr deutlich hervor. Außerdem läßt sich eine ungleichartige Zusammensetzung sehr leicht durch die chemische Analyse nachweisen.

In sämtlichen Globigerinenschlammen des „Gauß“, bei denen eine Kohlensäurebestimmung möglich war, erhielt man bei Feststellung des Kalkgehaltes im obersten und untersten Teile der gleichen Grundprobe ungleiche Werte. Unter 49 Grundproben, deren oberste Kappe als Globigerinenschlamm bestimmt wurde, war der Kalkgehalt bei 48 im obersten Teile höher als im untersten, nur in einem Falle konnte man bei Globigerinenschlamm das Umgekehrte beobachten. Ich bin daher wohl berechtigt, die Abnahme des Kalkgehaltes im Globigerinenschlamm mit wachsender Entfernung von der Oberfläche als eine allgemein verbreitete Erscheinung und diese Art der Schichtung als die normale zu bezeichnen.

1. Normale Schichtung des Globigerinenschlammes.

Wenn nun auch die Abnahme des Kalkgehaltes in den tieferen Teilen der meisten Grundproben ganz allgemein zu beobachten ist, so ist sie doch keineswegs überall gleichmäßig stark.

Tabelle I.

Station	Tiefe m	Länge der Probe cm	$CaCO_3$ oben Proz.	$CaCO_3$ unten Proz.	Position
116	4180	31,5	94,9	92,6	14° 12′ S. 6° 0′ W.
117	4655	28	90,9	88,9	12° 11′ S. 6° 12′ W.
118	5250	35	93,7	83,1	10° 29′ S. 6° 23′ O.
119	3750	34	96,4	91,2	9° 44′ S. 8° 39′ W.
120	3690	20	95,9	94,4	9° 22′ S. 9° 46′ W.
122	3160	35,5	91,9	88,9	8° 44′ S. 11° 51′ W.
124	4120	35	95,2	85,8	4° 25′ S. 16° 4′ W.
125	4170	30,5	89,7	78,9	3° 0′ S. 16° 3′ W.
126	4080	35	93,3	76,2	2° 13′ S. 16° 3′ W.
128	3330	23,5	91,4	75,9	0° 8′ N. 16° 17′ W.
130	3230	21	86,2	82,6	0° 25′ N. 17° 45′ W.

Unbedeutend sind im allgemeinen die Unterschiede, die sich im kalkreichen Globigerinenschlamm mittlerer Tiefen, wie er sich in tropischen und subtropischen Meeren niederschlägt, feststellen lassen. Die vorstehende Tabelle I, welche eine Anzahl von Lotungen auf der Strecke zwischen St. Helena und dem Äquator umfaßt, zeigt deutlich die relativ geringen Abweichungen im Kalkgehalt.

Groß werden jedoch auch in den warmen Meeren die Unterschiede zwischen oberstem und unterstem Teile einer Grundprobe, sobald man in größerer Tiefe lotet, das Sediment daher sich mehr oder weniger dem roten Ton nähert. Vielfach wird dann ein Globigerinenschlamm von rotem Ton unterlagert, der in extremen Fällen sogar ganz kalkfrei sein kann. Solche Beispiele bringt die folgende Tabelle:

Tabelle II.

Station	Tiefe m	Länge der Probe cm	$CaCO_3$ oben Proz.	$CaCO_3$ unten Proz.	Position
26	5260	26	35,9	5,4	35° 11′ S. 2° 43′ O.
34	5100	28	47,2	26,0	42° 30′ S. 33° 43′ O.
98	4780	27	32,9	3,1	26° 30′ S. 48° 30′ O.
104	4820	ca. 15	32,9	0	28° 48′ S. 10° 16′ O.
115	5430	23,5	84,9	47,9	18° 36′ S. 5° 9′ W.
135	5320	29	81,7	38,7	0° 29′ N. 18° 57′ W.
136	5320	31	83,3	40,1	0° 22′ N. 18° 54′ W.
139	5000	22	83,4	51,3	0° 39′ N. 18° 54′ W.

Am bedeutendsten werden jedoch die Unterschiede in den Grundproben aus subantarktischen Gewässern, bei Annäherung an das Südpolareis. Hier kann der Kalkgehalt im obersten und untersten Teile um 30—40 Proz., ja im extremsten Falle um 43,7 Proz., differieren, wie aus Tabelle III hervorgeht.

Tabelle III.

Station	Tiefe m	Länge der Probe cm	$CaCO_3$ oben Proz.	$CaCO_3$ unten Proz.	Position
38	1850	17	45,2	25,1	46° 17′ S. 48° 54′ O.
42	4560	10	50,3	16.4	47° 45′ S. 61° 25′ O.
44	3690	15	37,4	0	55° 25′ S. 83° 0′ O.
88	3630	21	60,7	17,0	45° 39′ S. 73° 21′ O.

Man darf nun fragen, ob diese an Stärke zwar sehr verschiedene, aber fast in allen Globigerinenschlammen vorhandene Differenz im Kalkgehalt auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen ist.

KRÜMMEL[1]) nimmt bei den wenigen ihm bekannten Fällen, in denen Globigerinenschlamm von rotem Ton unterlagert wird, eine jugendliche Aufwärtsbewegung des Meeresbodens an, „die das Niveau des kalkfeindlichen roten Tones zuletzt in den Bereich haltbaren Globigerinenschlamms hinauf gehoben hat". Eine solche Bodenbewegung müßte nach unseren Forschungen in neuerer Zeit, wenigstens im atlantischen und indischen Ozean, einen sehr großen Umfang gehabt haben. Sie hätte an den Küsten entsprechende Transgressionen hervorrufen müssen, die uns in dem geforderten Maßstabe und als allgemeines Phänomen aus den jüngsten Epochen der Erdgeschichte nicht bekannt sind.

Sehr viel näher liegt es, für die Abnahme des Kalkgehaltes in der tieferen Bodenschicht klimatische Faktoren herbeizuziehen. Der geringere Kalkgehalt des unteren Teiles läßt sich in den Sedimenten, die reich an terrigenen Elementen sind, wohl ungezwungen durch stärkere Zuführung von klastischem, anorganischem Material erklären. Diese erfolgt aber in den subantarktischen Meeren meist durch Eisberge und Treibeis. Man wird daraus schließen dürfen, daß sich die tiefere Schicht zu einer Zeit bildete, in der die Außenkante des antarktischen Packeises noch weiter im Norden lag als heute, in der auch noch sehr viel mehr Eisberge den subantarktischen Ozean durchzogen. Man wird daher die Bildung des kalkärmeren Sediments in eine Zeit stärkerer Vereisung, wohl also noch in das Diluvium, versetzen. In gleicher Weise hat, wie oben betont wurde, schon NANSEN, wenigstens zum Teil, eine ähnliche Schichtung am Boden des Nordmeeres zu erklären versucht.

Es liegt aber auf der Hand, daß diese Erkärung nicht ohne weiteres auf die küstenfernen Schlamme der wärmeren Meere zu übertragen ist. Zwar hat sich auch in niedrigen Breiten die Eiszeit als eine Periode stärkerer Niederschläge erwiesen. Die Flüsse waren daher in jener Zeit wasserreicher und konnten mehr klastische Sedimente dem Meere zuführen. Allein ihr Einfluß mußte auf die küstennahen Meeresteile beschränkt bleiben; hier dürfte man allerdings, besonders in der Nähe von Flußmündungen, eine Abnahme des Kalkgehaltes

[1]) KRÜMMEL: Handbuch der Ozeanographie, I, 2. Aufl., S. 207.

im unteren, also älteren Teile der Grundprobe einer diluvialen Pluvialperiode zuschreiben können. In größerer Entfernung von der Küste wird jedoch früher oder später die jeweilige Transportkraft der Flüsse an Bedeutung verlieren. Besonders läßt sich auf diesem Wege nicht erklären, weswegen die Differenz im Kalkgehalt in mittleren Meerestiefen gering bleibt, in größeren hingegen hohe Werte erreicht.

Man ist da versucht, an eine nachträgliche Auflösung des Kalkes durch ein im Schlamme zirkulierendes „Grundwasser" zu denken. Diese wäre demnach bei tiefer gelegenen Sedimenten intensiver gewesen als bei solchen geringerer Tiefen. Es ist aber sehr fraglich, ob eine derartige Auflösung des Kalkes durch das Grundwasser, lange nach der ersten Ablagerung am Meeresgrunde, noch in größerem Maßstabe stattfinden kann. Voraussetzung wäre ein hoher Kohlensäuregehalt des Grundwassers; mit anderen Worten, es müßten sich im Grundschlamm noch größere Mengen von organischer Substanz vorfinden, die zu Kohlensäure oxydiert werden können. Dies aber ist speziell beim roten Ton und verwandten Ablagerungen ausgeschlossen, da sich in diesen Sedimenten Eisen und Mangan in ihren höchsten Oxydationsstufen vorfinden. Außerdem dürfte gerade in dem zähen roten Ton das Grundwasser entweder gar nicht oder nur äußerst langsam zirkulieren. Man ist daher auf eine andere Erklärung angewiesen, und ich glaube, eine solche bei Bearbeitung der „Valdivia"-Grundproben gefunden zu haben.

Wenn man neuere Grundprobenkarten mustert, so bemerkt man, daß die Grenze zwischen rotem Ton und Globigerinenschlamm durchaus nicht immer in der gleichen Tiefe verläuft. Diese Grenzlinie liegt im allgemeinen am tiefsten nördlich vom Äquator und steigt gegen die Antarktis hin an. LOHMANN[1]) beobachtete typischen Globigerinenschlamm auf 40° N. und zwischen 45 und 50° W. noch bei 5798 m, PEAKE[2]) gibt ihn etwas weiter östlich sogar noch aus 5911 m Tiefe an. Unmittelbar unter dem Äquator fand ihn die „Valdivia" im Atlantischen Ozean noch bei 5695 m, im südatlantischen Ozean wurde auf dem 15° S. bereits bei 5320 m, auf dem 24° S. bei 5020 roter Ton durch den „Gauß" nachgewiesen. In den mittleren Teilen des indischen Ozeans traf man roten Ton schon bei 4700 m.

---

[1]) a. a. O., S. 19.

[2]) PEAKE: On the results of a Deep-Sea Sounding Expedition 1899, London 1901, S. 28.

In subantarktischen Meeren wurden hingegen schon in Tiefen von 2 — 3000 m völlig kalkfreie Sedimente gelotet.

Es fragt sich nun, ob diese ungleiche Tiefenlage des roten Tones und verwandter kalkfreier oder kalkarmer Sedimente durch eine ungleichmäßige Verteilung des kalkschaligen Planktons zu erklären wäre; etwa in der Weise, daß dort, wo die Oberflächenschichten sehr reich an pelagischen Foraminiferen sind, auch die Grundproben einen hohen Kalkgehalt besitzen, und der rote Ton erst in sehr großer Tiefe beginnt. Nach einer freundlichen Mitteilung, die mir Herr Professor C. APSTEIN zugehen ließ, sprechen die Resultate der bisherigen Planktonforschungen nicht für diese Auffassung. Im subantarktischen Meere konnten auf mehreren Stationen sehr viele kalkabscheidende Organismen nachgewiesen werden; in vielen Teilen des Indischen Ozeans, in dem die obere Tiefengrenze des roten Tones abnorm hoch liegt, fand sich ein sehr globigerinenreiches Plankton, während das des südatlantischen Ozeans stellenweise auffallend arm an pelagischen Foraminiferen war. Man wird also die so verschiedene Tiefenlage des roten Tones nicht durch eine Ungleichartigkeit des kalkabsondernden Planktons erklären können.

Schließlich bin ich durch die Grundproben der „Valdivia" zu dem Schlusse geführt worden, daß die ungleiche Lage des roten Tones in den verschiedenen Teilen der Weltmeere wahrscheinlich in der Beschaffenheit des Tiefenwassers ihren Grund hat. Fast das gesamte kalte Wasser, das sich am Grunde der Weltmeere findet, ist ursprünglich antarktisches Oberflächenwasser gewesen, das zur Tiefe gesunken ist. Das Nordpolargebiet liefert den Weltmeeren nur sehr wenig polares Tiefenwasser, weil das Nordpolarmeer fast überall durch mehr oder minder hohe Schwellen von den Tiefseegebieten der übrigen Weltmeere getrennt ist.

Bei der wahrscheinlich sehr langsamen Wanderung des antarktischen Tiefenwassers nach Norden erwärmt sich dieses allmählich und verliert mehr und mehr seinen ursprünglichen Sauerstoffgehalt. Denn der Sauerstoff muß verbraucht werden einmal durch das Organismenleben der Tiefsee, dann aber auch durch die Oxydation der Schwermetalle, besonders von Eisen und Mangan, und die Zersetzung der organischen Substanz. Je weiter nach Norden, desto schwächer wird das Organismenleben, desto unvollständiger die Zersetzung von organischer Substanz, desto geringfügiger dementsprechend auch die Produktion von Kohlensäure. Es wird also mit wachsender Entfernung von der Antarktis die Lösungskraft des Tiefenwassers

für kohlensauren Kalk abnehmen. Dadurch würde es sich ungezwungen erklären, daß der Kalk der Planktonorganismen in den subantarktischen Meeren schon bei geringen Tiefen völlig aufgelöst wird, während in niedrigen Breiten und besonders nördlich vom Äquator sich in sehr bedeutender Tiefe noch kalkreiche Ablagerungen bilden können.

Eine sehr erwünschte Bestätigung erfährt diese Auffassung durch den Vergleich mit den Temperaturen des Bodenwassers, wie sie sich auf den schönen Karten von SCHOTT[1]) nach den Forschungen der Valdivia darstellen. Im Indischen Ozean und im westlichen Teile des südatlantischen ist das Tiefenwasser sehr kühl, die Temperaturen liegen hier zwischen 0° und 2°. In den gleichen Breiten sind jedoch die Tiefentemperaturen des östlichen südatlantischen Ozeans nördlich vom submarinen Walfischrücken um 1° bis 2° höher. Wenn nun die hier vertretene Auffassung richtig ist, so müßte roter Ton sich im Indischen Ozean und im Westbecken des atlantischen sehr viel früher, d. h. in geringeren Meerestiefen, einstellen als im östlichen südatlantischen Ozean. Dies trifft nun tatsächlich zu. Im Indischen Ozean traf die „Valdivia" roten Ton bereits bei 4700 m, im westatlantischen Becken fand ihn der „Gauß" bei wenig über 5000 m, während östlich vom mittelatlantischen Rücken in gleicher Breite ein kalkreicher Globigerinenschlamm noch bei 5500 m angetroffen wurde.

Wenn nun heute vielleicht antarktisches Oberflächenwasser auf dem 60° s. Br. zur Tiefe sinkt, um am Grunde der Weltmeere nach Norden zu strömen, so erfolgte zur Zeit des Diluviums, als die Packeiskante möglicherweise 10° weiter im Norden lag, der Abstieg dieser Wasserschicht schon unter dem 50° s. Br. Das Tiefenwasser gelangte daher mit einem größeren Gehalt an Sauerstoff nach Norden, seine soeben geschilderten, im wesentlichen oxydierenden Wirkungen waren intensiver, und auf diese Weise konnte sich in einer Tiefe ein roter Ton bilden, bei der heute sich ein Globigerinenschlamm niederschlägt. Die Forschungen des „Gauß" zeigen sehr deutlich, daß zu der Zeit, in der sich die unteren Schichten bildeten, also wahrscheinlich im Diluvium, der Globigerinenschlamm ein geringeres, roter Ton, Diatomeenschlamm und Glazialsedimente ein ausgedehnteres Areal einnahmen als heute. Der rote Ton erscheint uns in dieser Beleuchtung als ein Sediment, dessen Bildung, wenn nicht an kaltes Tiefenwasser geknüpft, so doch

[1]) Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition, Erster Band: Ozeanographie. Jena 1902.

mindestens von diesem sehr begünstigt ist. Kaltes Tiefenwasser kann aber nur existieren, wenn die Polargebiete vereist sind; in solchem Sinne kann man den roten Ton als indirekt glaziales Sediment auffassen.

Vielleicht findet unter diesem Gesichtspunkte auch die merkwürdige Tatsache ihre Erklärung, daß wir nur sehr wenig ältere Sedimentgesteine kennen, die wir mit den rezenten Ablagerungen der küstenfernen Tiefsee in Parallele setzen können. Besonders muß es auffallen, daß das am weitesten verbreitete Sediment der heutigen Zeit, der rote Tiefseeton, in früheren Erdperioden nur außerordentlich spärlich, wenn überhaupt, nachgewiesen worden ist. Auch sind meines Wissens die für rezente Tiefseeablagerungen so charakteristischen Manganknollen, die korrodierten Haifischzähne, die isoliert auftretenden Ohrknochen von Walen bisher noch aus keiner Formation bekannt geworden.

Man hat diese Tatsachen auf verschiedenem Wege zu deuten versucht. Einmal mit der Annahme, daß die Tiefsee ein relativ junges Gebilde sein. M. E. ist es nicht recht einzusehen, weswegen gerade erst in neuerer Zeit die enormen Senkungsgebiete der Erdoberfläche, als welche wir den Tiefseeboden aufzufassen haben, entstanden sein sollen. Waren doch in manchen Erdperioden die Krustenbewegungen mindestens ebenso intensiv wie etwa im Tertiär. Ich neige der Ansicht zu, daß sich die Bewegungen, welche die Erdkruste ausführt, mehr oder weniger kompensieren, d. h. daß den Hebungen an der einen Stelle Senkungen an einer anderen entsprechen. Den Hebungsgebieten, welche die Kontinente darstellen, würden nach dieser Auffassung also entsprechende Senkungsfelder, die Tiefseeböden, gegenüberstehen. Da es aber in allen geologischen Zeiten, von denen wir hinreichende Kenntnis besitzen, Kontinente gegeben hat, oder, wie wir uns vielleicht besser ausdrücken können, da immer und immer wieder Kontinentalmassen entstanden sind, so müssen auch immer Tiefseebecken existiert haben bzw. immer wieder neu gebildet worden sein.

Eine andere Auffassung erklärt die scheinbare Seltenheit vorweltlicher Tiefseeablagerungen mit der Permanenz der Ozeane und Kontinente. Ist diese Anschauung richtig, so können allerdings echt abyssische Sedimente nie oder nur außerordentlich selten über den Meeresspiegel gehoben werden. Allein es scheint mir, daß man an der Permanenz der Ozeane und Kontinente heute nicht mehr festhalten kann. Besonders das

Auftreten alter Gesteine auf ozeanischen Inseln[1]) versetzt dieser Theorie den Todesstoß. Denn entweder muß man in diesem Falle annehmen, daß ungeheure Landmassen mehrere 1000 m tief unter den Meeresspiegel versunken sind, oder man wird zu der Anschauung gedrängt, daß diese alten Gesteine vom Boden der Tiefsee emporgestiegen sind.

So scheint es mir, daß gegen die beiden bisher aufgestellten Theorien, durch welche die Seltenheit abyssischer Sedimente in älteren Formationen erklärt werden soll, schwere Bedenken geltend gemacht werden können. Ich möchte hier die Ansicht aussprechen, daß es in älteren Formationen sehr viel mehr echte Tiefseebildungen gibt, als man bisher annahm, daß sie aber den heutigen abyssischen Sedimenten deswegen mehr oder weniger unähnlich sind, weil sie sich unter ganz anderen chemischen und physikalischen Bedingungen gebildet haben. Wir wissen, daß in den meisten Perioden der Erdgeschichte die Pole nicht vereist waren, daß sich vielmehr die Polargebiete eines Klimas erfreuten, das etwa dem heutigen der gemäßigten Zone entspricht. Unter diesen Verhältnissen gab es kein eiskaltes Tiefseewasser. Kühlte sich das Meerwasser im Polargebiet z. B. nicht unter 10^0 ab, so mußte auch das Tiefenwasser mindestens diese Temperatur besitzen. Dementsprechend war aber auch sein Sauerstoffgehalt geringer; bei einem Salzgehalt von $35\,^0/_{00}$ werden nach JACOBSEN und KRÜMMEL[2]) bei $-\ 2^0$, der Temperatur des heutigen Polarwassers, 8,47 ccm, bei $+\ 10^0$ nur 6,40 ccm Sauerstoff vom Meerwasser absorbiert. War aber in früheren Perioden der Salzgehalt des Meeres noch höher als heute, was jedenfalls nicht unmöglich ist, so erniedrigt sich die absorbierbare Sauerstoffmenge noch weiter. Daraus geht hervor, daß in einer Periode, in welcher der Pol nicht vereist war, erstens die Lebensbedingungen für die Tiefseefauna ungünstiger waren als heute, daß zweitens aber auch die Oxydation der organischen Substanz am Boden der Tiefsee nicht so energisch vor sich gehen konnte wie heute. Dagegen war vielleicht das Organismenleben in den Oberflächenschichten der vorweltlichen Meere, wegen ihrer größeren Wärme, noch reicher entwickelt als jetzt. Es wanderte also, wenn dies der Fall war, mehr organische Substanz von der Oberfläche nach der Tiefsee, sie wurde aber nicht so vollständig wie heute von den Tiefseetieren verbraucht oder von dem

[1]) Vgl. PHILIPPI: Betrachtungen über ozeanische Inseln. Naturwiss. Wochenschr. 1907.

[2]) KRÜMMEL: Handbuch der Ozeanographie I, 2. Aufl., 1907, S. 296.

im Tiefseewasser absorbierten Sauerstoff oxydiert. Dementsprechend wurde im Tiefseewasser auch nicht so viel Kohlensäure produziert wie heute, seine Lösungsfähigkeit für kohlensauren Kalk war also geringer.

Daraus folgt nun der Schluß, daß sich in früheren Erdperioden auch in sehr großen Meerestiefen Sedimente bilden konnten, die sich durch reichliche Beimengung von organischer Substanz und mehr oder minder hohen Kalkgehalt von den heutigen Ablagerungen der größten Tiefen unterscheiden.

Man wird also nicht mehr das Recht haben, ältere Gesteine, die reich an organischer Substanz oder an Kalk sind, im übrigen aber modernen Tiefseeablagerungen entsprechen, aus dieser Gruppe auszuschließen.

Wenn aber wirklich die Tiefsee erst verhältnismäßig spät besiedelt worden ist, wie JOH. WALTHER annimmt, so braucht man deswegen noch nicht die Tiefseebecken als relativ jugendliche Bildungen anzusehen. Es ist sehr wohl denkbar, daß erst zu einer Zeit, in der das polare Meerwasser genügend abgekühlt war, sich die Lebensbedingungen für die Tiefseetiere günstig gestalteten. Außerdem ist die Verteilung der Kontinentalmassen von größtem Einfluß auf die physikalisch-chemischen Eigenschaften der tieferen Wasserschichten. In einem ostwestlich sich erstreckenden Mittelmeere zwischen riesigen Kontinentalmassen, wie es vielfach für das Mesozoicum angenommen wird, konnten die Lebensbedingungen der Tiefsee unmöglich allzu günstig sein, da die Verbindung mit polaren Meeren ungenügend war oder vielleicht ganz fehlte.

Es sei hier auch auf die große Verbreitung sulfidischer Metallverbindungen in älteren Sedimenten hingewiesen. Wenn sie auch im Schlamme der heutigen Meere nicht gänzlich fehlen, so treten sie doch massenhaft nur in räumlich engbegrenzten Gebieten auf. Die viel größere Häufigkeit von Metallsulfiden in älteren Formationen deutet ebenfalls darauf hin, daß das Tiefenwasser der Vorwelt im allgemeinen sauerstoffärmer war als heute.

Schichtung in der Nähe der Eiskante.

Während im offenen, subantarktischen Meere die unteren Teile jeder Grundprobe konstant kalkärmer sind als die oberen, läßt sich in der unmittelbaren Nachbarschaft der antarktischen Eiskante eine andere Art von Schichtung beobachten. An drei ziemlich weit voneinander gelegenen Punkten, nämlich dort, wo der „Gauß“ zum ersten Male das antarktische Packeis berührte, wo er auf der Treibfahrt Mitte März 1903 unfreiwillig

das offene Meer erreichte und wo er Anfang April das Packeis endgültig verließ, zeigte sich nämlich in den Sedimenten zunächst ein Ansteigen des Kalkgehaltes nach unten hin; war die Schlammröhre tief genug eingedrungen, so folgte diesem mittleren, kalkreicheren Teile wiederum ein kalkärmerer.

So enthielt auf Station 49 (63° 31′ S. 94° 9′ O.) die 27 cm lange Grundprobe oben 3,1 Proz. $CaCO_3$, der meist benthonischen, unten 4,6 Proz. $CaCO_3$, der vorwiegend pelagischen Foraminiferen entstammte. Auf Station 50 (64° 4′ S. 91° 55′ O.) wurden im oberen Teile der 32 cm langen Grundprobe 5,5 Proz. $CaCO_3$, im unteren hingegen 11,3 Proz. $CaCO_3$ beobachtet; auch hier beruht die Differenz auf einer Zunahme der pelagischen Foraminiferen.

Auf Station 79 (63° 43′ S. 82° 4′ O.) wies der obere Teil 19,4 Proz. $CaCO_3$, der untere 27,9 Proz. $CaCO_3$ bei einer Grundprobenlänge von ca. 32 cm auf. Das Sediment der Station 86 (62° 4′ S. 75° 15′ O.) war im obersten Teile der 36 cm langen Grundprobe ein kalkfreier Diatomeenschlamm, in der Mitte schaltete sich ein Globigerinenschlamm von 31,4 Proz. Kalkgehalt ein, der zu unterst von einem fast kalkfreien Glazialschlamme abgelöst wurde.

Um diese eigenartige Schichtung zu verstehen, muß man ins Auge fassen, daß die Art des Sedimentes sehr stark von der Lage der Eiskante beeinflußt wird. Unter dem antarktischen Packeise bilden sich vorherrschend organismenarme, kalkfreie Glazialschlamme, außerhalb desselben meist Diatomeen- oder Globigerinenschlamme. Es scheint, daß Schmelzwasserströme, die unter dem Packeise eine bedeutende Kraft besitzen, die planktonischen Organismenreste des südlichen Eismeeres nach Norden tragen und ihren Absatz erst jenseits der Eiskante gestatten.

Dadurch wird die Eiskante zur mehr oder minder scharfen Grenze sehr verschiedener Sedimente, umgekehrt läßt aber auch der Charakter der Sedimente einen Schluß auf die jeweilige Lage der Eiskante zu.

Wenn nun an der Packeisgrenze der untere Teil der Grundproben kalkreicher ist als der obere, so deutet dies auf eine Verschiebung der Eiskante nach Süden zur Zeit der Bildung der tieferen Sedimentschicht. Auf den ersten Blick scheint dies den Resultaten zu widersprechen, die wir aus der Kalkarmut der Unterschicht in den offenen subantarktischen Meeren gezogen haben. Da diese unteren, kalkärmeren Teile als glazial gedeutet wurden, so müßte man annehmen, daß auch die Grundproben an der Eiskante eine frühere stärkere Ausdehnung des Packeises, nicht das Umgekehrte, andeuten müßten.

Demgegenüber ist einzuwenden, daß der Sedimentabsatz in unmittelbarer Nachbarschaft des antarktischen Packeises sicher sehr viel rascher vor sich geht, als etwa 10^0 weiter im Norden. Eine Grundprobe von gleicher Länge wird hier vielleicht schon diluviale Schichten anbohren, während sie unmittelbar an der Eiskante ganz in alluvialen stecken bleibt. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die eigentümliche Schichtung an der Eiskante eine „postglaziale" Klimaschwankung anzeigt. Wahrscheinlich war sie von geringem Umfang, wohl imstande, die Eiskante eine Strecke weit zurückzurücken und damit unmittelbar an ihr die Sedimente zu verschieben; in größerem Abstande vom Packeise hinterließ sie hingegen in den Sedimenten, wie es scheint, keine erkennbaren Spuren mehr.

Andeutungen einer, möglicherweise postglazialen, Klima-Schwankung gleichen Charakters hat übrigens auch die schwedische Südpolar-Expedition gefunden. Am Sidney Herbert Sund auf der westantarktischen Roß-Insel entdeckte G. Andersson[1]) in geringer Höhe über dem Meeresspiegel einen geschichteten Ton mit zahlreichen, auch gekritzten, Geschieben, der reich an marinen Molluskenschalen war. Unter diesen deuten *Thracia meridionalis*, eine ausgesprochen subantarktische Spezies, und eine große *Voluta*-ähnliche Schnecke auf ein wärmeres Klima hin. Allzu groß kann übrigens der Unterschied vom heutigen Klima nicht gewesen sein, da auch das Meer, in dem sich diese Tone ablagerten, Eisberge geführt haben muß.

Weitere Untersuchungen werden festzustellen haben, ob diese Klimaschwankung, die in der Antarktis angedeutet zu sein scheint, postglazial ist, und welchen Umfang sie gehabt hat. Die Frage hat ein besonderes Interesse im Hinblick darauf, daß im Gebiete des nordischen Diluvialeises sich vielfach sehr deutlich eine postglaziale Klimaverbesserung nachweisen ließ, auf die in allerjüngster Zeit wiederum eine Verschlechterung gefolgt ist.

2. Abnorme Schichtung.

Neben der am weitesten verbreiteten Art der Schichtung, die auf klimatischer Grundlage beruht, und die ich als die normale bezeichnet habe, war in einzelnen Grundproben des Südatlantischen Ozeans eine ganz abweichende Art zu beobachten,

[1]) On the Geology of Graham Land. Bull. Geol. Inst. Upsala VII, 1906, S. 58.

die ich zunächst als „abnorme“ bezeichne. Hier nimmt der Kalkgehalt nicht mehr wie bei der normalen von oben nach unten ab, sondern ist in der Grundprobe unregelmäßig verteilt. Dies deutet darauf hin, daß nicht mehr Temperatur-, sondern Tiefenverhältnisse in erster Linie den Kalkgehalt bestimmt haben.

Wir legen unserer Erklärung die von den meisten Ozeanographen geteilte Anschauung zugrunde, daß ceteris paribus der Kalkgehalt des Sediments sinkt, je tiefer der Meeresboden liegt. Die kalkige Komponente küstenferner Tiefseeschlamme setzt sich bekanntlich fast ganz aus den Schalen pelagischer Foraminiferen zusammen; diese aber werden desto stärker durch das Meerwasser angegriffen, je mächtiger die Wassersäule ist, welche sie beim Niedersinken zu passieren haben. Im Hinblick darauf läßt also eine Erhöhung des Kalkgehaltes im Bodensediment auf eine Verflachung des Meeres schließen und umgekehrt.

Am schärfsten ist die abnorme Art der Schichtung in dem merkwürdigen Sediment der Station 4 (0° 11′ S. 18° 16′ W.) ausgesprochen, das in der Romanche-Tiefe (7230 m) gelotet wurde. Nur die untersten 1,8 cm der ca. 46 cm langen Grundprobe sind kalkhaltig ($Ca\,CO_3 = 47{,}2$ Proz.), alles, was darüber abgelagert wurde, ist hingegen völlig kalkfrei. Dies deutet wohl mit Sicherheit anf einen plötzlichen Einbruch hin, der nach der Ablagerung der untersten Schicht stattfand.

Sehr eigentümliche Schichtung zeigen die Grundproben der Stationen 27 (35° 31′ S. 5° 48′ O., 5200 m), 28 (35° 39′ S. 8° 15′ O., 5210 m) und 29 (35° 53′ S. 13° 9′ O., 4970 m). Den obersten Teil bilden Sedimente von mäßigem Kalkgehalt, der sich zwischen 7,1 Proz. (St. 27) und 22,2 Proz. (St. 29) bewegt. In den weiteren 10—20 cm folgt dann eine Zunahme des Kalkgehaltes, die auf Station 28 21,7 Proz., bei 29 12,6 Proz. und bei 27 41,6 Proz. beträgt. Dann sinkt der Kalkgehalt wieder bis auf 26,7 Proz. bei St. 27, bei St. 28 und 29 hingegen bis auf 0. Damit endet das Profil der Stationen 27 und 29; durch die 80 cm tiefe Grundprobe der Station 28 ist aber noch ein tieferer Teil aufgeschlossen; in ihm steigt der Kalkgehalt noch einmal bis auf 46,3 Proz., um schließlich zuletzt wieder bis auf 0 zu sinken. Man darf also hier direkt von einem unruhigen Hin- und Herflackern des Kalkgehaltes reden, und die Ursache dieser Erscheinung ist wohl sicher in Krustenbewegungen des Meeresbodens zu suchen.

Eine ähnliche Inversion der normalen Schichtung, wie sie die oberen Teile der eben erwähnten Grundproben er-

kennen lassen, zeigte sich auf den Stationen 107 (28° 33′ S. 4° 22′ O. 5080 m) und 108 (28° 2′ S. 3° 43′ O., 4160 m), südöstlich vom Walfisch-Rücken. Auf St. 107 wuchs bei einer Länge der Probe von nur 12 cm der Kalkgehalt nach abwärts von 18,7 Proz. auf 81,6 Proz., auf St. 108 bei 15 cm Länge von 31,1 Proz. auf 74,3 Proz. an. Dies deutet wohl mit Sicherheit auf eine sehr junge Versenkung von recht beträchtlicher Sprunghöhe.

Junge Krustenbewegungen hat man auch wohl für Station 34 (42° 30′ S. 33° 43′ O., 5100 m), in dem Graben zwischen der Prince Edward-Insel und dem afrikanischen Festlande, anzunehmen. Hier bildet die oberste, nur 1 cm dicke Schicht der Grundprobe ein toniges, hellbraungrau gefärbtes Sediment von 47,2 Proz. Kalkgehalt, darunter lagert eine hellere und weniger kohärente Schicht von 64,3 Proz. $CaCO_3$, die nach unten wieder in ein dunkleres und tonreicheres Sediment von nur 26 Proz. $CaCO_3$ übergeht. Die unteren Teile besitzen also die normale, auf Klimaänderung beruhende Schichtung; abnorm ist aber das plötzliche Auftreten von kalkärmerem Sediment im obersten Teile, und man ist versucht, hier an eine ganz junge Krustenbewegung zu denken, durch welche an dieser Stelle der Meeresboden vertieft wurde. Auf diese deutet übrigens auch der Kalkgehalt der mittleren Schicht hin, der angesichts der heutigen Tiefe und der schon ziemlich weit nach Süden vorgeschobenen Lage der Station als ganz außergewöhnlich hoch bezeichnet werden muß. Für mich unterliegt es kaum einem Zweifel, daß die mittlere Schicht in einem sehr viel höheren Niveau abgelagert worden ist als die oberste, heutige.

C. Mineralkörner, die nicht jungvulkanischen Ursprungs sind, in küstenfernen Tiefseeablagerungen.

Mit der soeben geschilderten „abnormen“ Schichtung kombiniert sich ein äußerst merkwürdiges Phänomen, das der Tiefseesande. Das heißt, in den durch abnorme Schichtung ausgezeichneten Grundproben treten in großen Mengen Mineralkörner auf, deren Vorhandensein in Ablagerungen so tiefer und küstenferner Meere von vornherein ausgeschlossen erscheinen müßte. Die Mineralkörner lassen sich in ihrer großen Mehrzahl nicht auf jungvulkanische Gesteine beziehen; sie stammen im wesentlichen von Tiefengesteinen oder krystallinen Schiefern, d. h. von solchen Gesteinen, die man im Gegensatz

zu den jungvulkanischen der meisten ozeanischen Inseln als kontinentale bezeichnet hat.

Übrigens gehen abnorme Schichtung und Tiefseesande einander nicht ganz parallel. In einzelnen Fällen, in denen abnorme Schichtung beobachtet wurde, z. B. auf Station 34, fehlt die sandige Beimengung, in andern Fällen treten die Tiefseesande auch in normal geschichteten Sedimenten auf, alsdann allerdings meist in der Nachbarschaft von abnormer Schichtung.

Den Anteil, welchen die merkwürdigen Sandkörner an der Zusammensetzung der Sedimente bilden, ebenso die Korngröße habe ich mit Hilfe des SCHOENEschen Schlämmapparates möglichst genau zu bestimmen versucht.

Im obersten, 13 cm dicken, hell rötlichbraunen Teile der Station 4 (0° 11′ S. 18° 16′ W., 7230 m) fanden sich:

Mineralkörner	von	0,2	bis	0,6	mm Durchmesser	8,5	Proz.
-	-	0,1	-	0,2	- -	4,9	-
-	-	0,05	-	0,1	- -	0,3	-

In der zweiten, bräunlichgrau gefärbten, 12 cm starken Schicht waren zu oberst noch ziemlich zahlreiche Mineralkörner vertreten, die nach unten zu rasch abnahmen. In der dritten, graubraunen, 7,7 cm dicken Schicht fanden sich Mineralkörner nur noch in sehr geringen Mengen, von da ab nach unten fehlen sie nahezu vollständig.

Unter den Mineralkörnern, die fast sämtlich eckig oder schwach kantengerundet sind, herrschen Plagioklase[1]) und rhombische Pyroxene vor; daneben kommen grüne und bräunliche gemeine Hornblende, farblose Hornblende, gemeiner Augit, farbloser Augit, Biotit, Chlorit, wenig Quarz und Glaukonit vor.

Nach dem Urteil von Herrn Professor REINISCH, dem ich die genaue Bestimmung der Mineralkörner verdanke, ist die ganze Mineralgesellschaft, abgesehen von einigen mit Glasfetzen erfüllten, wohl andesitischen Plagioklasen ganz und gar nicht jungvulkanisch. Sie dürfte vielleicht am ehesten auf einen Hypersthengneis zurückzuführen sein.

Die durch abnorme Schichtung ausgezeichneten Grundproben der Stationen 27 bis 29 verhalten sich hinsichtlich ihres Gehaltes an Mineralkörnern sehr verschieden.

---

[1]) Auf Grund der Plagioklase und Hypersthene hatte ich die Mineralkörner in dem an Bord des „Gauß“ geschriebenen Berichte für jungvulkanisch gehalten. Diese Ansicht, die auch in Lehrbücher, z. B. KRÜMMELS Ozeanographie, übergegangen ist, muß daher korrigiert werden.

Während auf Station 27 (35° 31′ S. 5° 48′ O., 5200 m) der Gehalt an Mineralkörnern 0,7 Proz., auf Station 28 (35° 39′ S. 8° 15′ O., 5210 m) 1,8 Proz. beträgt, steigt er auf Station 29 (35° 53′ S. 13° 9′ O., 4970 m) in der obersten Schicht bis auf 37,3 Proz. Davon entfallen auf die

Korngröße	von 0,2	bis 0,6 mm	. . .	1,1 Proz.
-	- 0,1	- 0,2 -	. . .	26,1 -
-	- 0,05	- 0,1 -	. . .	10,1 -

man muß also von einem Feinsand sprechen.

In dem mittleren, kalkreicheren Teile der Station 29 steigt der Gehalt an Mineralkörnern sogar bis auf 47,3 Proz. Davon entfallen auf die

Korngröße	über 0,2	mm	. . . . .	2,8 Proz.
-	von 0,1	bis 0,2 mm	. . .	29,5 -
-	- 0,05	- 0,1 -	. . .	15,0 -

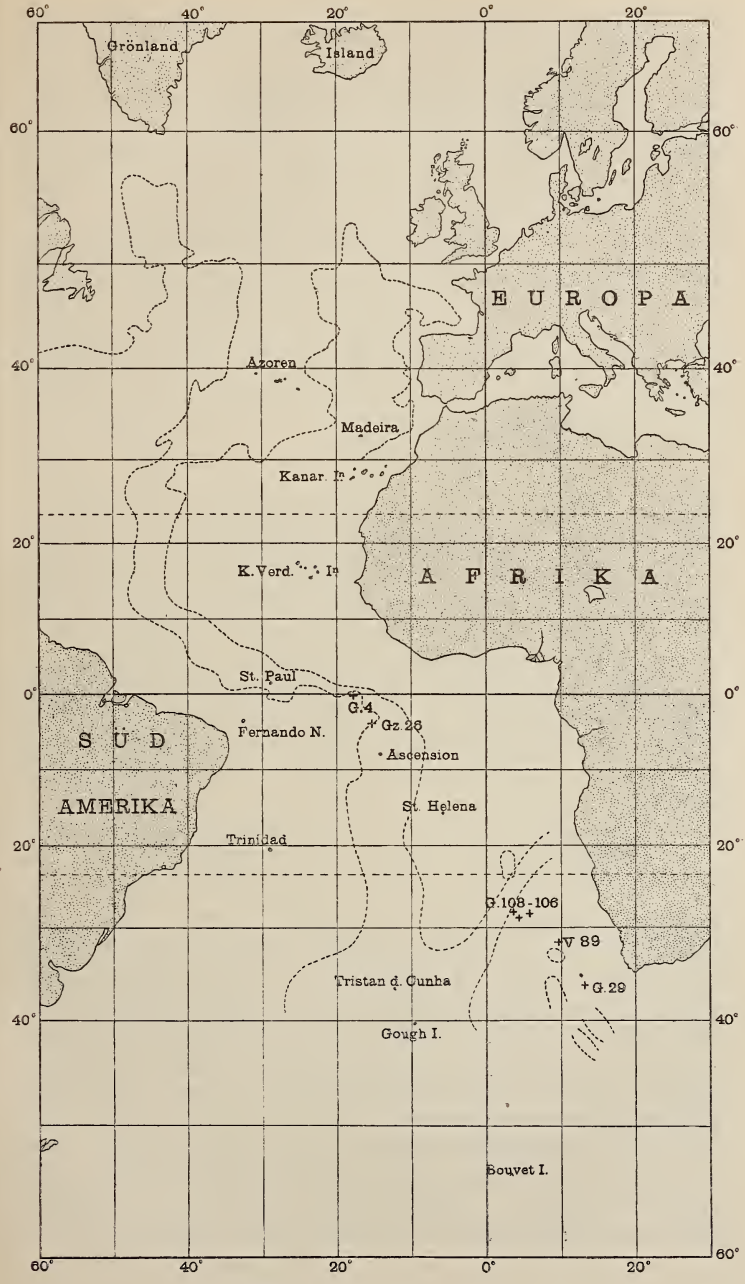
Die mittlere Mineralgröße hat sich also nicht sehr verändert, während kleinere und größere Korngrößen sich stärker vermehrt haben. Im untersten Teile der Station 21, einem völlig kalkfreien roten Ton, beträgt jedoch der Gehalt an Mineralkörnern nur noch 14,7 Proz. Davon entfallen auf die

Korngröße	über 0,2	mm	. . . . .	0,9 Proz.
-	von 0,1	bis 0,2 mm	. . . . .	12,2 -
-	- 0,05	- 0,1 -	. . . . .	1,6 -

Nach Reinisch herrschen unter den Mineralkörnern der Station 29 wenig gerundete Quarzkörner vor. Daneben bemerkt man Plagioklas, Mikroklin, seltener Orthoklas, Magnetit, roten Granat, gemeine grüne Hornblende, Biotit, selten Epidot und Zirkon. Dazwischen liegen bräunliche und schmutziggrüne, konkretionäre Massen, die möglicherweise Phosphorit und Glaukonit sind. Im untersten Teile fand sich auch ein wohl sicher glaukonitischer Steinkern einer *Pulvinulina*. Daß die Mineralkörner kontinentalen Gesteinen entstammen, dürfte wohl kaum besonders hervorzuheben sein. Daß sie nicht von der südafrikanischen Küste herrühren, zeigt am deutlichsten die folgende Station 30 (34° 15′ S. 16° 59′ O., 3150 m), die, obgleich der Küste viel näher gelegen, im ganzen nur 0,15 Proz. Mineralkörner enthält.

Erklärung der Tafel.

Umrißkarte des atlantischen Ozeans. Die gestrichelten Linien deuten die Lage submariner Erhebungen an. (Mittelatlantische Schwelle, Walfischrücken usw.) Die Kreuze bezeichnen die Fundorte von Tiefseesanden. G. 4 bedeutet „Gauß“-Station Nr. 4, Gz. = „Gazelle“, V. = „Valdivia“.



Erklärung auf voriger Seite.

Ähnliches beobachtete der „Gauß“ bei der Rückfahrt durch den südatlantischen Ozean. Auf der der südafrikanischen Küste zunächst gelegenen Station 103 (30° 49′ S. 12° 5′ O., 4030 m) beträgt der Gehalt an Mineralkörnern nur 0,15 Proz., er steigt bei Station 104 (28° 48′ S. 10° 16′ O., 4820 m) auf 2,6 Proz., bei Station 105 (29° 7′ S. 8° 47′ O., 5220 m) auf 3,8 Proz., bei Station 106 (28° 28′ S. 5° 29′ O., 5190 m) aber plötzlich auf 24,4 Proz. In allen diesen Sedimenten ist die Schichtung noch normal. Während auf den Stationen 104 und 105 kontinentale Mineralien, besonders Quarz, weitaus vorherrschen, ist die Grundprobe von Station 106 sehr reich an vulkanischem Glas. Auf Station 107 (28° 33′ S. 4° 22′ O., 5080 m) tritt abnorme Schichtung ein. Der Gehalt an Mineralkörnern ist hier bis auf 35,6 Proz. gestiegen, davon besitzen

Korngröße über 0,2 mm	13,7 Proz.
zwischen 0,1 und 0,2 mm	8,3 -
- 0,05 - 0,1 -	13,6 -

Weitaus die größte Menge der Mineralkörner leitet sich auf dieser Station aus kontinentalen Gesteinen ab.

Die nächste Station 108 (28° 2′ S. 3° 43′ O., 4160 m) ist bereits erheblich ärmer an kontinentalen Mineralkörnern, und auf der darauf folgenden Station 109 (27° 32′ S. 3° 7′ O., 3230 m) sind sie bis auf geringe Spuren verschwunden.

Vielleicht gehört in diese Abteilung auch das merkwürdige Sediment, das auf Station 100 (28° 58′ S. 40° 58′ O., 4980 m) südsüdöstlich von Madagaskar gelotet wurde. Es enthält nicht weniger als 58,2 Proz. Mineralkörner; davon fallen auf die Größe

über 0,2 mm	17,3 Proz.
von 0,1 bis 0,2 mm	16,3 -
- 0,05 - 0,1 -	24,6 -

Daß die Mineralkörner dieses Sediments von der afrikanischen Küste kommen, ist kaum denkbar, da diese etwa 8 Längengrade von der Lotstelle entfernt ist. Auch enthält das der Küste näher gelegene Sediment der nächsten Station 101 (28° 30′ S. 38° 17′ O., 4890 m) erheblich weniger Mineralkörner, nämlich nur 31,0 Proz. Ebenso ist die Herkunft der Mineralkörner von dem über 300 Seemeilen entfernten Madagaskar durchaus nicht wahrscheinlich.

Die vom „Gauß“ besonders im südatlantischen Ozean gefundenen Tiefseesande sind nicht die ersten Exemplare dieses werkwürdigen Typs. Schon GÜMBEL beschreibt im „Gazelle“-Werk von der Station 26, nördlich von Ascension, (4° 8,6′ S.

15° 1,4′ W., 3931 m) ein Sediment, das sich fast vollständig aus Quarzkörnchen von 0,1 mm Durchmesser zusammensetzt; auch Glaukonit ist vielleicht vorhanden. Daneben treten in geringen Mengen Bröckchen basaltischer Gesteine auf.

Auch die „Valdivia“ fand auf Station 85 (26° 49,2′ S. 5° 54′ O., 5040 m) ein Sediment, dessen Gehalt an Mineralkörnern auf 25 Proz. geschätzt wurde; von diesen gehört eine große Anzahl der Gruppe der kontinentalen Mineralien an, auch Glaukonit ist vertreten. Besonders zahlreich treten aber kontinentale Mineralien in der Ablagerung der Station 89 (31° 21,1′ S. 9° 45,9′ O., 5283 m) auf, wo sie fast 40 Proz. des Sediments zusammensetzen. Quarz wiegt hier weitaus vor, sehr bedeutungsvoll ist wieder das Vorkommen von Glaukonit.

Zu beachten ist, daß zwischen den „Valdivia“-Stationen 85 und 89 die „Gauß“-Stationen 104—108 liegen, von denen bereits das Vorkommen kontinentaler Mineralkörner erwähnt wurde.

Wenn man bedenkt, daß das Netz der Tiefseelotungen besonders im südatlantischen Ozean noch recht weitmaschig ist, das aber trotzdem schon auf mindestens einem Dutzend Lotstationen die merkwürdigen Tiefseesande gefunden wurden, so kommt man zu dem Schlusse, daß das hier vorliegende Problem durchaus nicht von rein lokaler Bedeutung ist.

Es ist nun die schwierige Frage zu beantworten, wo der Ursprung der Mineralkörner von kontinentalem Habitus zu suchen ist, die sich den Sedimenten der küstenfernen Tiefsee beigemengt haben.

Am nächsten liegt es natürlich, den Ursprung der fraglichen Mineralkörner auf die Kontinente zu verlegen. Daran hat wohl Krümmel[1]) gedacht, als er bei Besprechung des Sediments der „Gauß“-Station 29 betonte, daß in diesen Meeresstrichen östliche Winde, besonders im November, nicht selten seien. Nun dürfte es sich wohl vorwiegend um den bei Kapstadt häufig beobachteten Südost handeln, aber auch ein reiner Ostwind könnte noch keine Mineralkörner vom Kaplande nach der Position der Station 29 verfrachten, da diese südlicher liegt als das Kap Agulhas. Auch Strömungen sind nicht befähigt, der Station 29 das Material von Südafrika her zuzutragen, da sie der südafrikanischen Küste parallel verlaufen, nicht von ihr weg setzen. Wenn die Mineralkörner der Station 29 von der Küste des Kaplandes stammten, so müßten die zwischen ihr und der Küste gelegenen Stationen den gleichen

[1]) Handbuch der Ozeanographie I, 2. Aufl., S. 208.

oder noch höheren Gehalt an ihnen aufweisen. Dies ist aber keineswegs der Fall, denn zwischen Station 29 und die Küste schiebt sich der Globigerinenschlamm der Station 30 ein, der ganz normal ist und Mineralkörner nur in verschwindender Menge enthält.

Genau das gleiche gilt für die weiter nördlich in der Kapmulde gelegenen „Gauß"-Stationen 104—108 und die „Valdivia"-Stationen 85 und 87.

Für die dem Äquator nahen Stationen „Gauß" 4 und „Gazelle" 26, die ziemlich genau in der Mitte des atlantischen Ozeans liegen, wird wohl kaum jemand an einen Transport der Mineralkörner vom Festlande her denken können. Andernfalls wird er zu erklären haben, weswegen gerade in der Mitte des Ozeans sich kontinentale Mineralkörner in Massen anhäufen, während sie viel näher den Kontinenten ganz oder nahezu ganz fehlen.

JOHN MURRAY möchte für die „Valdivia"-Stationen 85 und 89 an einen Transport der Kontinentalmineralien durch antarktische Eisberge denken. Dies wäre möglich; denn wenn auch wohl die Positionen der beiden Stationen von heutigen Eisbergen nicht mehr berührt werden, so liegen sie doch vielleicht noch innerhalb der Grenzen der diluvialen Eisberge oder hart nördlich davor. Allerdings müßten alsdann die Mineralkörner wesentlich auf den unteren, vielleicht noch diluvialen Teil der Grundproben beschränkt sein, was jedoch nicht der Fall ist. Außerdem zeichnen sich Sedimente, die von Eisbergen beeinflußt sind, durch die höchst ungleiche Korngröße der klastischen Bestandteile aus. Meist liegt grobes und feines Material in ihnen bunt durcheinander. In den Tiefseesanden des südatlantischen Ozeans ist aber das klastische Material auffallend gleichkörnig, und eine gewisse, stets geringe Korngröße, 0,6 bis 0,7 mm, wird fast nie überschritten.

Wenn man aber trotz aller dieser Einwände an dem glazialen Ursprung der Tiefseesande in der Kapmulde festhalten will, so kann man doch unmöglich diese Anschauung auf die dem Äquator nahen Vorkommen der „Gauß"-Station 4 und „Gazelle"-Station 26 übertragen.

Alle diese Überlegungen haben mich zu der festen Überzeugung geführt, daß der Ursprung der südatlantischen Tiefseesande auf keiner der großen Kontinentalmassen, auch nicht auf der antarktischen, zu suchen ist.

Wenn aber die Sandkörner nicht vom Rande des Ozeans stammen können, so müssen sie in diesem selbst ihren Ursprung haben. Man wird also zu der Annahme gedrängt, daß die

Mineralkörner von Aufragungen in den mittleren Teilen des südatlantischen Meeres sich ableiten. Untersuchen wir nun, ob diese Auffassung uns vor Unmöglichkeiten stellt.

Zunächst läßt eine genaue Untersuchung der Tiefseesande erkennen, daß sie trotz der meist sehr bedeutenden Tiefen, in denen sie gelotet wurden, 3931 bis 7230 m, entschieden den Charakter eines ufernahen Sediments besitzen. Würde man so gleichkörnig feine, mit mehr oder weniger Ton vermischte Sande untersuchen, ohne ihre Herkunft zu kennen, so würde man sie zweifellos für küstennahe Ablagerungen aus ungefähr 200 m Tiefe, nie für Sedimente der küstenfernen Tiefsee ansprechen. Zu dem Charakter der klastischen Komponente gesellen sich andere litorale Merkmale. Fast in allen südatlantischen Tiefseesanden kommt Glaukonit vor; wir wissen aber, daß dies Mineral als Neubildung der Uferzone angehört und in der küstenfernen Tiefsee nur ganz außergewöhnlich vorkommt. Sehr charakteristisch für viele Tiefseesande ist ferner das Auftreten von Fischzähnchen, die sonst in Tiefseesedimenten nur ganz vereinzelt gefunden werden. Auch Schwammnadeln, die z. T. ziemlich grob werden, konnten vielfach in ungewöhnlich großen Mengen nachgewiesen werden. Wenn auch Schwammnadeln in Tiefseesedimenten eine weite Verbreitung besitzen, so treten sie in größeren Massen meines Wissens doch nur in Ufernähe auf. Man vergleiche hier das an Schwammnadeln so reiche glaukonitführende Sediment, das in dem Valdivia-Werke auf Taf. XVIII (III) Fig. 2 des X. Bandes von der Agulhas-Bank abgebildet worden ist.

Auf die Herkunft von einem ganz bestimmten und wahrscheinlich in der Nachbarschaft anstehenden Gestein deutet besonders die Zusammensetzung der Mineralkörner im oberen Teile der Grundprobe „Gauß"-Station 4; nach Reinisch hätte man es wahrscheinlich mit einem Hypersthengneis zu tun.

Die einzigen Ablagerungen, die ich mit den Tiefseesanden vergleichen möchte, sind diejenigen, welche der „Challenger" in der Nähe des St. Pauls-Felsens, also ebenfalls in der Mitte des atlantischen Ozeans, lotete. Auch hier stellen sich die kontinentalen Mineralien des St. Pauls-Felsens schon bei einer Tiefe von 3455 m ein, in 2600 und 1430 m Tiefe setzen sie bereits 15 und 30 Proz. des Sediments zusammen und spielen eine größere Rolle als der feinste Schlamm (fine washings). Wenn die Grundproben in der Nachbarschaft des St. Pauls-Felsens nicht so ausgesprochen den Charakter einer sandigen Ablagerung tragen, so liegt das an dem Vorwalten pelagischer Foraminiferen, das sich wiederum durch die verhältnismäßig

geringe Tiefe erklärt. Wären die Sedimente am St. Pauls-Felsen in denselben, sehr großen Tiefen abgelagert, wie die meisten unserer Tiefseesande, so würde die äußerliche Übereinstimmung eine sehr große sein. Der Hauptunterschied würde dann darin liegen, daß die Sedimente am St. Paulsfelsen auf ein altes Olivingestein zu beziehen sind, während der Ablagerung der „Gauß"-Station 4 wahrscheinlich ein Hypersthengneis, den übrigen Tiefseesanden aber quarzreiche krystalline Schiefer oder Tiefengesteine zugrunde liegen.

Die kleine Klippengruppe des St. Pauls-Felsens, die nur bis zu 31 m über den Meeresspiegel emporragt, wird in absehbarer Zeit verschwunden sein. Sie wird von den Wellen bis zu einer Tiefe von etwa 200 m unter dem Meeresspiegel abgetragen werden, in der die Wellenbewegung erlischt. Kein äußeres Anzeichen wird alsdann verraten, daß hier ein steiler Berg aus großer Tiefe bis nahe an die Wasseroberfläche emporragt. Es wird alsdann nicht allzu leicht sein, ihn wieder aufzufinden. Wüßte man aber von der Existenz eines solchen submarinen Berges von vorn herein nichts, so wären die Aussichten, ihn mit dem Lote nachzuweisen, ziemlich gering, die, seinen höchsten Gipfel zu treffen, minimal. Wie engstehender Lotungen es bedarf, um solche submarinen Piks aufzufinden, beweisen die Fahrten der Kabelleger „Dacia" und „International" über die SCHOTT[1]) eingehend berichtet hat.

Ich bin also der Meinung, daß es submarine, bis nahe an den Meeresspiegel aufragende Berge sind, vergleichbar einem bis auf 200 m Meerestiefe abgetragenen St. Pauls-Felsen, von denen sich die hier besprochenen Tiefseesande ableiten.

Aus dem besser durchforschten nordatlantischen Ozean kennen wir eine Anzahl derartiger submariner Berge[2]) (Josephinenbank, 150 m unt. M., Gettysburg-Bank, 59 m unt. M., Seine-Bank, 145 m unt. M., Dacia-Bank, 91 m unt. M. u. a. m.). Sie sollen allerdings jungvulkanischen Ursprungs sein (obgleich dies nicht in allen Fällen erwiesen ist), würden also nicht Tiefseesande von kontinentalem Habitus liefern können.

Aus dem südatlantischen Ozean sind uns allerdings einige isoliert und steil aus großen Tiefen aufsteigende Kuppen bekannt, aber sie scheinen nicht so nahe an die Meeresoberfläche heranzureichen wie nördlich vom Äquator. Nach meiner Auffassung ist dieser Gegensatz zwischen nord- und südatlan-

[1]) Wissenschaftl. Ergebnisse d. Deutsch. Tiefsee-Expedition I, 1902. S. 100.

[2]) Vgl. KRÜMMEL, a. a. O. S. 98.

tischem Ozean lediglich ein scheinbarer und beruht hauptsächlich darauf, daß uns der Meeresboden südlich vom Äquator sehr viel weniger bekannt ist als nördlich von ihm. So ergibt sich die Vorstellung, die wir vom mittelatlantischen Rücken südlich von Ascension besitzen, aus Lotungen, die 2—3 Breitengrade voneinander entfernt sind. Wie würden wohl die Alpen aussehen, wenn wir sie mit der gleichen Genauigkeit vom Luftballon aus anloten und das so gewonnene Bild auf der Karte eintragen würden?

Man gewinnt aus dem Studium der südatlantischen Tiefseesande den Eindruck, daß sie sich auf ganz bestimmte Erhebungen beziehen lassen, die vielleicht nicht allzu schwer aufgefunden werden können. So zeigen die „Gauß"-Stationen 27 bis 29 ein andauerndes Steigen des Sandgehaltes bis zur Station 29, der Kurs des „Gauß" näherte sich also augenscheinlich dem hier angenommenen submarinen Berge. Dabei stieg aber der Meeresboden nur unerheblich an. Eine submarine Bank ist aus der Nachbarschaft der „Gauß"-Station 29 bisher noch nicht bekannt, viel weiter südlich liegt die durch die „Valdivia"-Station 118 (40° 31′ S. 15° 7′ O.) festgestellte Verflachung des Meeresbodens von ca. 5000 auf 2593 m.

Sehr deutlich zeigen die „Gauß"-Stationen 104 bis 107 die Annäherung an den Ursprungsort kontinentaler Mineralkörner bei westlichem Kurse, also mit wachsender Entfernung von der südafrikanischen Küste, an. Von Station 104 mit 2,6 Proz. Sandkörnern steigt der Mineralgehalt andauernd bis Station 107, wo er 35,6 Proz. erreicht. Dann fällt er rasch auf 23,9 Proz. bei Station 108 und verschwindet fast völlig auf Station 109. Interessant ist es, hiermit die geloteten Tiefen zu vergleichen. Sie betragen auf Station 104 4820 m, St. 105 5220 m, St. 106 5190 m, St. 107 5080 m, St. 108 4160 m, St. 109 3230 m. Die Tiefseesande erfüllen also hier gerade den tiefsten Teil der Kapmulde und verschwinden, sobald der Walfisch-Rücken erreicht wird. Auf diesem selbst sind sie weder vom „Gauß", noch neuerdings vom „Planet" festgestellt worden. Es macht durchaus den Eindruck, als ob die Mineralkörner von hochaufragenden Teilen des Walfisch-Rückens in die Kapmulde gespült worden wären.

Ein ähnlicher Zusammenhang wie zwischen Walfisch-Rücken und den Sedimenten der Kapmulde scheint zwischen dem mittelatlantischen Rücken und den beiden äquatornahen Vorkommen von Tiefseesand zu bestehen. Die von der „Gazelle" nördlich von Ascension gelotetete Grundprobe St. 26 stammt wohl sicher vom Westabhange des mittelatlantischen

Rückens, die der Romanche-Tiefe aus einer, wie es scheint, räumlich nicht ausgedehnten, aber außerordentlich steilwandigen und tiefen Einsenkung in diesen. Nach den Lotungen des „Gauß“ ist es durchaus möglich, daß hier der Meeresgrund ein Gebirgsland von alpinem Charakter darstellt. Wenn an den Rändern der steilen Romanche-Tiefe Berge bis nahe an die Meeresoberfläche emporsteigen, das heißt, wenn die steilwandige Tiefe durch ähnliche Erhebungen kompensiert wird, so findet das Vorkommen von Sandkörnern am Boden der Romanche-Tiefe m. E. eine ganz ungezwungene Erklärung.

Über die Bodenverhältnisse in der Nähe der Romanche-Tiefe schreibt aber v. DRYGALSKI[1]):„ Tatsächlich waren die Unebenheiten des Bodens außergewöhnlich stark. So hatten wir am 25. September bei zwei Lotungen, die nur eine Stunde voneinander entfernt waren, wobei das Schiff nördlich treibend etwa einen Kilometer von der Stelle der ersten Lotung abgerückt sein mag, einen Tiefenunterschied von 500 m, und zwar neben einer Stelle, von der wir wenige Tage vorher nur wenig südlich gestanden nnd dabei über 2000 m größere Tiefe gelotet hatten. Wir haben es also mit einem überaus steilen Anstieg des Meeresbodens zu tun, wie man ihn sonst noch nicht kennt.“

Schließlich sei für die „Gauß“-Station 100 südsüdöstlich von Madagaskar, die ebenfalls sehr reiche Sandbeimengungen trotz großer Tiefe (4980 m) besitzt, darauf hingewiesen, daß durch die Arbeiten des „Planet“ in südlicher Verlängerung der madagassischen Ostküste ein Rücken festgestellt wurde, der bis zu 1500 m unter den Meeresspiegel ansteigt. Es ist sehr wohl möglich, daß er für die Sedimentation in der westlich von ihm gelegenen Mulde die gleiche Rolle spielt wie der Walfisch-Rücken für die Kapmulde.

Wenn in der Tat submarine Erhebungen, die bis hart unter den Meeresspiegel hinaufreichen, als Ursprungsort der kontinentalen Tiefseesande aufzufassen sind, so wird damit eine neue Frage gestellt. Sind diese aus alten Gesteinen aufgebauten untermeerischen Berge und Rücken Überreste alter Kontinentalmassen, Horste zwischen tief abgesunkenen Schollen, oder haben sie erst durch junge Erdbewegungen ihre jetzige Höhenlage erhalten?

Für diese Frage ist die Beobachtung von größter Wichtigkeit, daß die Sandkörner meistens im oberen Teil der Grund-

[1]) Zum Kontinent des eisigen Südens, Berlin 1904, S. 637.

proben reichlicher vertreten sind als im unteren, in einzelnen Fällen sogar völlig auf die oberen Lagen beschränkt sind.

So enthält auf Station 29 der obere Teil 38,3 Proz., der mittlere 47,3 Proz., der untere hingegen nur 14,7 Proz. Sandkörner. Auf Station 107 beobachtete ich oben 35,6 Proz., unten nur 1,9 Proz., auf Station 108 oben 23,9 Proz., unten jedoch nur 0,15 Proz. Sandkörner. Die interessante Grundprobe von Station 4 enthält sie nur in den oberen Teilen, nach unten hin verschwinden sie fast völlig.

Das deutet darauf hin, daß die submarinen Erhebungen ihre heutige Höhenlage erst in jüngster Zeit erhalten haben. Wir hatten bereits festgestellt, daß auch die Krustenbewegungen in den Mulden sehr jugendlichen Alters sind. Es erscheint demnach sehr naheliegend, anzunehmen, daß Senkungen in den Mulden, Hebungen in den Rücken und Piks gleichzeitig auftraten und einander kompensierten.

Diese Ansicht ist schon von Haug[1]) geäußert worden; er faßt den Atlantischen Ozean als eine riesige Geosynklinale auf, in deren Mitte sich eine Geoantiklinale, die mittelatlantische Schwelle, erhebt. Danach hat man eine weitere Vertiefung der randlichen Mulden und eine Erhöhung des mittleren Rückens zu erwarten.

Auf jugendliche Krustenbewegungen deuten auch die Seebeben hin, die im Gebiete des mittelatlantischen Rückens häufig beobachtet worden sind. Besonders die Strecke zwischen dem St. Pauls-Felsen und der Romanche-Tiefe ist durch eine sehr große Zahl von Seebeben ausgezeichnet; sie scheinen hier häufiger aufzutreten als in irgend einem anderen Meeresteile.

Ist der mittelatlantische Rücken tatsächlich ein Kettengebirge in statu nascendi, vergleichbar in Richtung und Länge den Anden, so muß es von höchstem Reiz sein, durch genaue Lotungen die neu entstehenden Formen und die Art der Sedimente, die sich an den Abhängen des Gebirges bilden, zu verfolgen. Es kann wohl sein, daß hier unsere Anschauungen vom Mechanismus der Gebirgsbildung in ungeahnter Weise befruchtet werden können. Als Beispiel diene eine Aufgabe der einfachsten Art. Ist der St. Pauls-Felsen wirklich ein Teil des submarinen Felsengrundes, der durch gebirgsbildende Kräfte in neuester Zeit über den Meeresspiegel emporgestoßen worden ist, so können sich seine Verwitterungsprodukte nur in den obersten Teilen der Tiefseeablagerungen an seinem

[1]) Traité de Géologie I, Paris 1907, S. 532, vgl. auch Textfigur 38.

Fuße finden. Dringt die Schlammröhre hier tief genug ein, so muß sie alsdann eine Unterschicht antreffen, die noch keine Mineralkörner vom St. Pauls-Felsen enthält. Sie bildete sich zu einer Zeit, als dieser noch nicht in den Bereich der Brandungswellen emporgestiegen war.

Vielleicht würde auch das Rätsel der exotischen Blöcke im Flysch durch die hier angedeutete Art von Untersuchungen seine Lösung finden.

Schluß.

Nach den Befunden der Deutschen Südpolar-Expedition wird man die Schichtung der Sedimente am Boden der heutigen Meere als ein allgemein verbreitetes Phänomen, ihr Fehlen als die Ausnahme zu bezeichnen haben. Eigentlich fehlt wohl Schichtung überhaupt nirgends, nur sind die sich bildenden Schichten an einzelnen Stellen, so z. B. in der antarktischen Packeiszone, zu dick, um mit unseren gewöhnlichen Tiefseeloten durchstoßen zu werden.

Die Forschungen des „Gauß“ dürften nachgewiesen haben, daß die Schichtung moderner Sedimente teilweise auf einer Veränderung wichtiger klimatischer Faktoren, teilweise auf Krustenbewegungen beruht. Ein drittes Moment scheint nicht zu existieren. Festzustellen bleibt für die meisten fossilen Schichten noch, welche der beiden Ursachen in jedem einzelnen Falle vorliegt.

Besonders deutlich und regelmäßig tritt Schichtung in den Gesteinen auf, die sich in Geosynklinalen bilden. Ich erinnere an die regelmäßige Schichtung der südostfranzösischen unteren Kreide in bathyaler Facies, an die des alpinen Flysch und ähnlicher, in Flyschfacies entwickelter Gesteine. In den Geosynklinalen ist die Schichtung wohl in erster Linie durch Krustenbewegung zu erklären; ob klimatische Faktoren eine Rolle spielen, steht noch dahin. Die äußerst regelmäßige Aufeinanderfolge oft gleichdicker Schichten deutet auf eine Periodizität des Senkungsvorganges hin, der die Bildung von Geosynklinalen herbeiführt.

Vielleicht gelingt es neuen ozeanographischen Arbeiten, auch am Boden der heutigen Meere eine Periodizität der Ablagerungsbedingungen festzustellen. Möglich ist es, daß schon die 80 cm lange Grundprobe der „Gauß“-Station 28, in der zweimal kalkreiches und kalkfreies Sediment miteinander wechselt, eine solche andeutet.

Wir dürfen unsere Hoffnungen aber noch weiter spannen. Wenn es möglich ist, am Boden der heutigen Meere periodische Krustenbewegungen nachzuweisen, so können wir vielleicht auch über deren Ursachen und ganz besonders über deren Länge etwas erfahren. Es würde dann möglich sein, die Zeit, in der sich ein regelmäßig geschichteter Gesteinskomplex bildete, in absoluten Maßen zu bestimmen.

Manuskript eingegangen am 14. Juni 1908]

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1908

Band/Volume: 60

Autor(en)/Author(s): Philippi Emil

Artikel/Article: 8. Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere. 346-377