Über Sedimentbildung am Meeresboden.

3. Fortsetzung.¹⁾

Von **K. Andrée** (Königsberg i. Pr.).

Literaturverzeichnis.

Vorbemerkung. Die folgenden Angaben bilden Ergänzungen zu den früher gegebenen Verzeichnissen und sind so mit Zahlen und Buchstaben versehen, daß es unschwer gelingt, sie chronologisch in jene einzuordnen.)

1841.

- 1a. SIAU, De l'action des vagues à de grandes profondeurs. *Annales de chimie et de physique.* 3. sér., 2, 1841, S. 118—120.

1870.

- 9a. C. W. GÜMBEL, Vorläufige Mittheilungen über Tiefseeschlamm. *N.J.* 1870, S. 753—767. — Coccolithen (*Bathybius*) in allen Meerestiefen und in den Meeresablagerungen aller Zeiten. »Das Ausland«, 43, 1870, S. 763—764.

1878.

- 25a. C. W. GÜMBEL, Die am Grunde des Meeres vorkommenden Manganknollen. *Sitz.-Ber. k. bayer. Ak. Wissensch., Math.-phys. Cl.* 1878, 2, S. 189—209.

1886.

- 45f. F. FOUQUÉ et MICHEL LÉVY, Sur les roches recueillies dans les sondages opérés par le *Talisman*. *C. R.* t. 102, 1886, S. 793—795.

1887.

- 48a. A. ISSEL, Notes géologiques sur les grands fonds de la mer. *Bull. de la Soc. Belge de Géol., de Paléontol., et d'Hydrol.* I, 1887. *Procès-verbaux*, S. 240—242.

1888.

- 51a. A. ISSEL, Note geologica sugli alti fondi marini. *Bull. de la Soc. Belge de Géol., de Paléontol., et d'Hydrol.* II, 1888. *Mém.*, S. 19—48.
53b. T. MELLARD READE, Tidal action as an agent of geological change. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journ. of Science.* 5. ser., vol. 25, 1888, S. 338—343.

1889.

- 56b. J. MURRAY, On marine deposits in the Indian, Southern and Antarctic Oceans. *Scott. Geogr. Mag.*, 5, 1889, S. 405—436. 12 Abb. — *The Geol. Mag.* (Dec. 3), 6, 1889, S. 514—517, Fig. 1—6.

1890.

- 65a. J. THOULET, De la solubilité de quelques substances dans l'eau de mer *C. R.*, t. 110, 1890, S. 652—654.

¹⁾ Die früheren Teile dieser Abhandlung finden sich in dieser Zeitschrift, Bd. 3, 1912, S. 324—360, Bd. 7, 1916, S. 123—170, 249—301, Bd. 8, 1917, S. 36—44, 45—79.

1891.

- 67a. J. Y. BUCHANAN, On the composition of oceanic and littoral manganese nodules. Trans. Roy. Soc. Edinb. **36**, II, No. 17, 1891, S. 459—483, 1 Taf., 1 Karte.

1892.

- 73b. K. BRANDT, Über Anpassungserscheinungen und Art der Verbreitung von Hochseethieren. In V. HENSEN, Ergebnisse der Plankton-Expedition der Humboldtstiftung. Bd. I. A. Kiel 1892. 2. Anh. zu Kap. IX, S. 1—33, Taf. 8.

1894.

- 84b. J. MURRAY and R. IRVINE, On the manganese oxides and manganese nodules in marine deposits. Trans. Roy. Soc. of Edinb., vol. XXXVII, 1894, S. 721—742.

1896.

- 94a. P. F. KENDALL, On the cause of the bathymetric limit of Pteropod Ooze. Rep. of the 66th Meeting of the Brit. Assoc. for the Advancem. of Sc. 1896, S. 789—791.
- 95a. N. S. SHALER, The share of volcanic dust and pumice in marine deposits. Bull. Geol. Soc. America VII, 1896, S. 490—492.

1899.

- 115b. J. THOULET, Lithologie sous-marine des côtes de France. C. R. **129**, 1899, S. 623—624.

1901.

- 126a. PAUL FISCHER, Sedimentbildung am heutigen Meeresboden, dargestellt auf Grund der neueren Tiefseeforschungen. Jahresber. d. städt. Realgymnasiums zu Leipzig. Ostern 1901. 66 S., 2 Tafeln.
- 128a. J. MURRAY and R. E. PEAKE, On the results of a deep-sea sounding expedition in the North Atlantic during the summer of 1899, with notes on the temperature observations and depths, and a description of the deep-sea deposits in this area. Roy. Geogr. Soc. Suppl. Papers. London 1901.

1902.

- 143a. W. OSTWALD, Zur Theorie des Planktons. Biologisches Zentralblatt, **22**, 1902, S. 596—605, 609—638.
- 144a. J. THOULET, Sur les fragments de pierre ponce des fonds océaniques. C. R., t. **134**, 1902, S. 728—729 (G. C. III, 2441).
- 144b. J. THOULET, Échantillons d'eaux et de fonds provenant des campagnes de la Princesse-Alice (1901). Résultats des Campagnes Scientifiques . . . Monaco, Fasc. XXII, 1902.

1903.

- 147a. CARL CHUN, Aus den Tiefen des Weltmeeres. Schilderungen von der Deutschen Tiefsee-Expedition. 2. Aufl. Jena, G. Fischer, 1903.
- 147b. C. R. EASTMAN, Sharks' teeth and cetacean bones from the red clay of the tropical Pacific. Mem. of the Mus. of Compar. Zool. at Harv. Coll., vol. XXVI, No. 4, 1903, S. 177—191. Pl. I—III.
- 148a. G. LINCK, Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Neues Jahrbuch f. Mineralogie usw. Beil.-Bd. XVI, 1903, S. 495—513.

1904.

- 158c. J. MURRAY and R. E. PEAKE, On recent contributions to our knowledge of the floor of the North Atlantic Ocean. Roy. Geogr. Soc. London. Extra Publication 1904.

1905.

- 168a. J. M. FLINT, A contribution to the oceanography of the Pacific. Bull. U. St. National Museum No. 55. Washington 1905.

- 168b. M. FOSLIE, Die Lithothamnien des Adriatischen Meeres und Marokkos. Wissensch. Meeresuntersuch. N. F. VII, Abt. Helgoland, Heft 1, 1905, S. 1—44. Taf. I—III.
- 170b. G. KARSTEN, Das Phytoplankton des antarktischen Meeres. Wissensch. Ergebn. d. Deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer »Valdivia« 1898—1899. II. 2, 136 S., 19 Tafeln. Jena, G. Fischer, 1905.
- 173a. J. THOULET, Analyse des fonds récoltés pendant la campagne de 1902. Résultats des Campagnes ... Monaco, Fasc. XXIX, 1905.

1906.

- 174c. O. B. BÖGGILD, On the bottom deposits of the North Polar Sea. The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results. Vol. V, 1906, S. 1—52. Appendix I. O. N. HEIDENREICH and CHARLES J. J. FOX. Analyses of the bottom deposits, p. 53—57. App. II. HANS KIAER, Thalassophora of the bottom deposits and the mud from the ice surface, S. 58—62.
- 176b. C. R. EASTMAN, Sharks' teeth and cetacean bones. Rep. on the Scientific Results of the Exped. to the eastern tropic. Pacific by the U. S. Fish Comm. Steamer »Albatross« from Oct. 1904 to March 1905. VII. Bull. of the Mus. of Comp. Zool. at Harvard College. Vol. L, No. 4, 1906, S. 75 to 98. Pl. I, I A, II, III.
- 182a. Die Forschungsreise S. M. S. »Planet«. Annalen der Hydrographie usw. 34, 1906, S. 145—147, 220—227, 259—265, 305—313, 353—365, 409—414, 505—510, 556—562.

1907.

- 184a. O. BÜTSCHLI, Chemische Natur der Skelettsubstanz des Podactinelius und der Acantharia überhaupt. Deutsche Südpolarexpedition 1901—1903. 9. Zoologie. 1. Heft 4, 3. Abh. Berlin, G. Reimer, 1907.

1908.

- 199a. VALENTIN HAECKER, Tiefsee-Radiolarien. Wissensch. Ergebn. d. Deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer »Valdivia« 1898—1899. XIV. Bd. Jena, G. Fischer, 1908. 706 S., 87 Tafeln, 2 Karten, 225 Abb. im Text.
- 201b. J. JOLY, On the Radium-Content of Deep-Sea Sediments. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 6. Ser., 16, 1908, S. 190—197.

1910.

- 241a. E. PHILIPPI, Über das »Schelfeis« der Antarktis. Zeitschr. f. Gletscherkunde. IV, 1910, S. 146—150.

1913.

- 298d. B. N. PEACH, Report on Rock Specimens dredged by the »Michael Sars« in 1910, by H. M. S. »Triton« in 1882, and by H. M. S. »Knight Errant« in 1880. Proc. of the Roy. Soc. of Edinburgh, 32, 1913, S. 262—291. Taf. I—IX, 1 Karte (N. J. 1917, I — 41—43 —).

1914.

- 302a. BANNWARTH, Biologische Riffuntersuchungen im Golf von Suez. Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges. Frankfurt a. M. XXXVI, 1914, S. 43—50.
- 306a. L. DE LAUNAY, The geology of the bottom of the seas. Annual Report of the Smithsonian Institution. Washington 1914, S. 329—352 (vgl. auch Revue Scientifique, Paris, 3. I. 1914).

1916.

- 311a. C. APSTEIN, Bodenuntersuchungen in Ost- und Nordsee. Sitz.-Ber. Ges. naturforschend. Freunde. Berlin 1916, Nr. 10, S. 355—376. Tafel XIII, XIV.

- 311a₁. O. B. BÖGGILD, Meeresgrundproben der Siboga-Expedition. Siboga-Expeditie. 65. Leiden 1916.
- 311b. H. LOHMANN, Neue Untersuchungen über die Verteilung des Planktons im Ozean. Sitz.-Ber. d. Gesellsch. naturforschend. Freunde. Berlin 1916, S. 73—126. 10 Textfig., 1 Tab., Tafel I, II.
- 311c. G. A. F. MOLENGRAAFF, The Coral reef problem and Isostasy. Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. Proceedings, Vol. XIX, 1916, S. 610—627.
- 311d. SVEN ODÉN, On the Size of the Particles in Deep-sea Deposits. Proc. of the Roy. Soc. of Edinburgh 1915/16. Vol. XXXVI, 1916, S. 219—236. Pl. I—III.
- 311e. L. PLATE, Das Korallenriff von Galle (in Fauna Ceylanica II). Jenaische Zeitschr. f. Naturwissensch. 54, 1916, S. 1—12. Tafel 1—6.

3. Eupelagische Ablagerungen.¹⁾

Je weiter man sich von den Rändern der Kontinentalschelfe entfernt und damit in das Bereich der eigentlichen Tiefsee gelangt, desto spärlicher werden in den Sedimenten vom Festlande abstammende, klastische Komponenten gefunden und desto geringer ist deren Korngröße. Doch dürfte mit KRÜMMEL (187)²⁾ angenommen werden können, daß feinsten »Ton« in einer Art kolloidaler Verteilung mit den Meeresströmungen überall hin auch in die landfernsten Teile der Ozeane gelangen kann, und zwar desto weiter, je niedriger die Temperatur und je höher das spezifische Gewicht des Wassers ist. Man wird daher auch in den tiefsten Wasserschichten, die wegen des steigenden Druckes auch immer dichter werden, solch' kolloidal verteilte Wassertrübe erwarten müssen. Der Einfluß der Temperatur auf derartige Suspensionen im Meerwasser ist schon durch die Versuche von MURRAY und IRVINE (69a) sichergestellt. Hiernach bleibt die feinste Trübe in einem Liter ozeanischen Wassers nach 5 Tagen bei Tropentemperatur (26—27° C) mit der geringen Menge von 0,3 mg in Suspension, bei 5—10° C aber mit 1,8 mg. In der Tat haben die genauen Messungen dieser Autoren, deren Ergebnisse bereits früher einmal gestreift wurden (Bd. 7, S. 146), gezeigt, daß selbst im wärmsten und salzreichsten Wasser großer Küstenferne eine wenn auch geringe Menge feinsten suspendierter Materie enthalten ist. Rechnen wir mit KRÜMMEL (187) auf Grund einer späteren Angabe von J. MURRAY (70, S. 340, Anm. 1), daß nach über einem Monat in einer englischen Kubikmeile Meerwasser noch 625 tons suspendiert seien, mit nur 0,15 mg im Liter durchschnittlichem Gehalt, so würden in einer Wasser-

¹⁾ Der folgende Text schließt unmittelbar an S. 79 in Bd. 8 dieser Zeitschrift an.

²⁾ Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf die Literaturverzeichnisse, und zwar die Zahlen von 1—269 ohne beigefügte Buchstaben auf dasjenige in Bd. 3, 1912, S. 324ff., wobei indessen zu bemerken ist, daß durch a, b usw. bezeichnete Zusätze hierzu auch in den späteren Teilen enthalten sind. Die Zahlen von 270—310 finden sich in Bd. 7, 1916, S. 128—131, von 311—312 in Bd. 8, 1917, S. 48.

säule von 1 qm Querschnitt und 5000 m Höhe 750 g solcher feinsten Trübe enthalten sein, falls sie gleichmäßig verteilt angenommen werden könnte. Auf einmal ausgefällt, würde diese Menge die Grundfläche mit einem Belag von 0,3 mm Mächtigkeit bedecken. »Natürlich wird aber nur ein winziger Bruchteil davon innerhalb vieler Jahre wirklich zum Absatz kommen. Doch steht für alle Prozesse in der Tiefsee eine ungeheure Zeit zur Verfügung, und man muß hier mit der allmählichen Aufsummiering auch der kleinsten Niederschläge rechnen“. Außer diesen von den Naturforschern des »Challenger« als terrigen bezeichneten, nach Früherem besser »chersogen« zu nennenden Komponenten spielen für die Bildung der eupelagischen Sedimente noch zwei Arten vulkanischer Produkte eine bedeutende Rolle, einmal feiner und feinsten vulkanischer Staub, welcher bekanntermaßen durch Luftströmungen an jeden Punkt der Erdoberfläche transportiert werden kann, zum andern aber größere Auswürflinge von z. T. submarinen, z. a. T. litoralen Vulkanen, Produkte, welche wegen ihrer mehr oder minder aufgeblasenen Beschaffenheit und dadurch bedingten Leichtigkeit eine hervorragende Schwimm- und damit auch Transportfähigkeit besitzen. Nach Versuchen von THOULET (144a) wären Bimssteinbrocken von Nußgröße und 3—4 g Trockengewicht noch nach 17 Monaten schwimmfähig und würden erst nach 22 Monaten völlig vom Wasser imprägniert sein und untersinken. Wenn wir nun — ich folge der KRÜMMELschen Darstellung (187) — mit einer täglichen Stromleistung der Meeresströme von nur 10 Seemeilen rechnen, so haben diese Bimssteine einen Triftradius von 6600 Seemeilen oder 12 000 km; sie können daher, ungeachtet der Möglichkeit, daß ein großer Teil von ihnen submarinen Ausbrüchen entstammt, auch bei subaërischer Förderung praktisch überall mittels der Meeresströmungen hingelangen.

Alle diese klastischen Komponenten, seien sie nun im wahren Sinne »chersogen« oder mögen sie aus dem Untergrunde des Meeres selbst stammen, unterliegen besonders in der Tiefsee einer intensiven Zersetzung, einmal schon wegen der stärkeren Lösungsfähigkeit des Meerwassers hierselbst an sich (hoher Druck, O-Gehalt usw.), dann aber auch wegen des besonders dem Geologen so geläufigen Faktors Zeit; denn bei der überaus langsamen Ablagerung der Sedimente am Boden der Tiefsee unterliegen jene Produkte dem umbildenden Einfluß des Meerwassers ungleich länger als in den flacheren Meeresteilen, wo sie durch den rasch folgenden Absatz jüngerer Lagen Sediment der unmittelbaren Einwirkung jenes sehr bald entzogen werden. Sehr stark zersetzte, tonig-kieselige Substanzen meist feinsten Korngröße bilden daher die minerogene Grundlage der heutigen eupelagischen Sedimente.

Zu dieser Grundlage gesellen sich nun in verschiedenem Tempo die Kalk- und Kieselskelette hauptsächlich planktonischer und benthonischer Organismen, von denen vor allem die ersteren so charakteristische Komponenten liefern, daß sie — abgesehen vom roten Tiefseeton — mit zur Namengebung der eupelagischen Sedimente verwendet wurden. In diesem

Ton treten die Reste der genannten Organismen aus verschiedenen Gründen mehr oder minder zurück, und damit rückt die stark zersetzte mineralische Grundlage wieder in den Vordergrund. Über die Beziehungen des pelagischen Planktons zu den eupelagischen Ablagerungen verdanken wir H. LOHMANN (201a) wertvolle Untersuchungen. Dieser Autor weist darauf hin, daß keineswegs das ganze Plankton einfach auf den Meeresboden projiziert wird, daß es vielmehr nicht nur auf die chemische Geeignetheit der Skelette (ob aus Kalk- oder Kieselsubstanz bestehend!), sondern auch auf deren Dünn- oder Dickschaligkeit und anderes ankommt, ob das jeweilige Sediment arm oder reich an den Hartteilen der darüber schwebenden Planktonten wird. Von den Diatomeen fallen z. B. alle dünnschaligen Rhizosolenien, *Chaetoceras*, Sceletonemen usw., die gerade im Plankton eine hervorragende Rolle spielen, fort, und der Diatomeenschlamm wird vor allem von Coscinodiscen, *Thalassiothrix*, *Synedra* und verwandten dickschaligen Formen gebildet. Im Globigerinenschlamm spielen unter den Coccolithophoridenprodukten die kleinen Plättchen von *Pontosphaera huxleyi* (5—10 μ) und die größeren Coccolithen von *Coccolithophora leptopora* (14—28 μ) eine hervorragende Rolle. Bei den Radiolarien fallen die Acantharien, deren strontiumhaltiges Skelett leicht im Meerwasser gelöst wird (184a)¹⁾, und die zartschaligen Phäodarien aus, und von den schalentragenden Pteropoden nehmen vorwiegend die Cavoliniden an der Sedimentbildung teil.

Für die Beteiligung der Hartteile von Planktonten an der Sedimentbildung in wässrigen Medien sind aber nur zum Teil noch die Bedingungen maßgebend, welche für die lebenden Organismen gelten. Und wenn WOLFGANG OSTWALD (143a) festgestellt hat, daß die Sinkgeschwindigkeit des Planktons seinem Übergewicht, geteilt durch die innere Reibung des Mediums mal dem Formwiderstand des Planktons, gleich ist (Sinkgeschwindigkeit = $\frac{\text{Übergewicht}}{\text{Innere Reibung} \times \text{Formwiderstand}}$), so muß die Sinkgeschwindigkeit sich ändern, sowie nach dem Absterben der Individuen entweder das Übergewicht oder der Formwiderstand andere werden. Eine der Haupteigenschaften der Planktonwesen ist nach BRANDT (73b) die z. T. willkürlich regulierbare Herabsetzung des spezifischen Gewichtes 1. durch Ausbildung von Gallertsubstanz durch wässrige Aufquellung vieler oder aller Gewebe, 2. durch Ausscheidung von Gasen in besonderen Behältern (Vakuolen), 3. durch reichliche Ausbildung von Fett. Dazu kommen aber sehr häufig eine bedeutende Oberflächenvergrößerung, durch Ausbildung borstenartiger Ansätze und Schwebestacheln, durch Verschmälerung oder Verflachung ihres Körpers, wodurch der Reibungswiderstand vergrößert wird, oder auch eine schiefe Abstützung der Enden langgestreckter Formen und

¹⁾ Vgl. auch Neues Jahrb. f. Mineralogie usw., Beil.-Bd. 37, 1913, S. 368, Anm. 1.

ähnliche Vorrichtungen, welche ein vertikales Absinken durch Erhöhung des Formwiderstandes einfach unmöglich machen. »Kombinationen dieser Mittel sind sehr häufig und die Variation ist geradezu erstaunlich.« Schon J. MURRAY fand während der Challengerfahrt, als er frisch gefangenes Plankton zum Sinken gelangen ließ, beträchtliche Unterschiede je nach der äußeren Gestalt und dem Eiweißgehalt der Organismen. Tote Foraminiferen, meint er, brauchten im allgemeinen 3 bis 6 Tage, um in eine Tiefe von 4500 m hinabzusinken; indessen müsse sich das Absinken in tieferem Wasser verlangsamen, da die Kalkschalen weniger zusammendrückbar seien, als das Meerwasser. Genauere Versuche hat THOULET (71) angestellt, und zwar, was im Hinblick auf unsere besonderen Zwecke von Wichtigkeit ist, mit leeren Globigerinenhäusen und Bruchstücken von solchen, in fünf durch Ausschlämmen abgestuften Größen. Seine Ergebnisse mögen in der von KRÜMMEL (187) gegebenen Tabelle zusammengefaßt werden, welche wichtige Anwendungen gestattet:

Größenklasse	1	2	3	4	5
Mittlerer Durchmesser der Schalen in mm	0,75	0,50	0,32	0,26	0,12
Sinkgeschwindigkeit in cm per Sek.	3,78	2,74	2,05	1,26	0,70
Zeit für 4500 m Fallhöhe in Tagen	1,09	1,90	2,54	4,13	7,47

Die berechneten Sinkzeiten gelten nur unter der Annahme gleichmäßiger Sinkgeschwindigkeiten für die jeweilige ganze Fallhöhe. Diese Annahme trifft aber für den Ozean bei der Zunahme der Dichtigkeit des Meerwassers mit der Tiefe nicht zu, vielmehr sind die in der letzten Zeile der Tabelle verzeichneten Zeiten Minimalwerte. Diese Tabelle gestattet aber noch eine andere bedeutsame Anwendung. Man kann in genügender Annäherung die Sinkgeschwindigkeit für eine gegebene Fragmentgröße der Stärke desjenigen Stroms gleichsetzen, der die Teilchen mit sich davonzutragen vermag. Es werden also alle Meeresströmungen, von den stärksten an hinab bis zu so schwachen von 3,78 cm per Sekunde oder $1\frac{3}{4}$ Seemeilen in 24 Stunden noch leere Globigerinenschalen von 0,75 mm Durchmesser mit sich zu tragen vermögen. Strömungen, die ruhendes Sediment aufheben sollen, müßten etwas stärker sein. Hiernach läßt sich der Tabelle entnehmen, daß die kleinen Schalen-trümmer von 0,12 mm Durchschnittsgröße bereits von sehr schwachen Tiefenströmen (über 7 mm per Sekunde) aufgerührt werden können, und daß überall, wo solche Trümmer am Boden liegen, der Strom nicht dauernd stärker sein kann, als 7 mm per Sekunde oder 600 m in einem Tage. Vergleichsweise sei mitgeteilt, daß die Sinkgeschwindigkeit von feinsten Tonteilchen ebenfalls nach THOULET (174) 40 mm in der Stunde, d. i. etwa 1 m in einem Tage beträgt, woraus sich der gleiche Schluß ergibt, von dem in diesem Abschnitte ausgegangen wurde, daß nämlich

feinstes klastisches Material vom Festlande, wenn auch in geringer Menge, überall im Ozeane zur Ablagerung kommen kann.

Die spezielle Beschreibung der eupelagischen Sedimente ist bisher in der Regel mit dem roten Tiefseeton begonnen worden, welcher unter denselben allerdings bis vor kurzem als die am weitesten verbreitete galt und wohl auch die bezeichnendste Art darstellt. Gleichwohl erscheint diese Reihenfolge als den modernen wissenschaftlichen Anforderungen nicht mehr entsprechend. Die Bildung des roten Tiefseetones und des Radiolarienschlammes kann, wie schon aus dem in diesem Abschnitte eingangs über die Beteiligung chersogener Komponenten Gesagten hervorgeht, nur verständlich werden, nachdem die Entstehung der kalkreicheren Abarten der eupelagischen Ablagerungen behandelt worden ist, und wir folgen KRÜMMEL (187), dem jener Widerspruch zum Bewußtsein gekommen sein dürfte, wenn wir unsere folgenden Darlegungen mit dem kalkreichen Globigerinenschlamm beginnen. Dem Gesichtspunkt der weiten Verbreitung, welchen MURRAY und RENARD (70) vertraten, setzen wir hiermit denjenigen der Genese entgegen und bleiben so im Rahmen unserer teilweise geographischen Klassifikation und auch am besten im Dienst des VON HOFF-LYELLSchen Aktualitätsprinzips, dessen Anwendung der Grund für die vorliegende so eingehende Darstellung überhaupt bildet, wie vielleicht später einmal auszuführen sein wird.

Die kalkreichen eupelagischen Ablagerungen.

Der Globigerinenschlamm.

Wo in der küstenfernen Tiefsee genügend Skelettsubstanzen kalkschaligen Planktons in die Tiefe sinken, ohne einerseits von einer zu großen Menge nichtkalkiger chersogener oder vulkanischer Komponenten mehr oder minder verdeckt, anderseits aber ohne beim lang andauernden Absinken, bzw. bei lange unbedecktem Liegen am Meeresboden vom Meerwasser aufgelöst zu werden, da bilden sich am Meeresboden kalkreiche Vertreter der eupelagischen Ablagerungen, je nach dem Vorherrschen (oder dem äußerlichen Hervortreten) der beteiligten Planktonskelette bekannt unter den Bezeichnungen Globigerinen-, Coccolithen- und Pteropodenschlamm. Die geringeren Tiefen von den für eupelagische Ablagerungen überhaupt in Frage kommenden einnehmend, gehen diese Sedimentarten nach beiden Richtungen hin in kalkärmere Bodensätze über, und zwar durch Maskierung der planktogenen Kalkkomponente durch chersogenes Material in hemipelagische Ablagerungen einerseits, durch mehr oder mindere Eliminierung des planktogenen Kalkgehaltes durch lösendes Meerwasser in eine der kalkarmen bis -freien eupelagischen Ablagerungen anderseits. Bei den naturgemäß sehr allmählichen Übergängen zwischen diesen einzelnen Sedimentarten ist eine künstliche Begrenzung erforderlich, und man hat bis heute als solche einen Gehalt von 30% CaCO_3 angenommen, wie es schon MURRAY und RENARD (70) vorschlugen.

Der Globigerinenschlamm ist das am längsten bekannte Sediment der küstenfernen Tiefsee. Schon in den fünfziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts zuerst vom amerikanischen Schiffsleutnant BERRYMAN im Nordatlantischen Ozean gelotet und bald darauf ungefähr gleichzeitig von EHRENBURG und BAILEY beschrieben, wurde diese Ablagerung durch die anschließenden transatlantischen Kabellegungen in seiner großen Verbreitung am Grunde dieses Meeres bald bekannt. Die unleugbare Ähnlichkeit des Globigerinenschlammes mit Schreibkreide ließ WYVILLE THOMSON, den wissenschaftlichen Leiter der »Challenger«-Expedition, ausrufen: »Wir leben noch in der Kreidezeit«; indessen hat diese Gleichstellung schon sehr bald berechtigten Widerspruch gefunden, worüber vielleicht ebenfalls später einmal etwas zu sagen sein wird.

Wollte man das reichliche Vorkommen von Globigerinen allein als Kennzeichen für Globigerinenschlamm gelten lassen, etwa schon einen Gehalt von 10 oder 15% an solchen für charakteristisch halten, so wäre die Hauptmasse aller Tiefseesedimente überhaupt als Globigerinenschlamm zu bezeichnen; man wird daher gut tun, an der Grenze von mindestens 30% CaCO_3 -Gehalt festzuhalten, in welchem noch dazu die pelagischen und nicht die benthonischen Foraminiferenformen vorherrschen. Was die pelagische Foraminiferenfauna der Jetztzeit überhaupt betrifft, so besteht sie im allgemeinen aus noch nicht zwei Dutzend Arten, die aber nirgends alle zusammen auftreten. Am reichsten in den wärmeren Meeren, verarmt sie gegen die Pole hin, und Hand in Hand damit geht eine Abnahme der Größe der Individuen. Die größte Anzahl zusammen vorkommender Arten (meist 11—14) wird jedoch nicht unmittelbar unter dem Äquator, sondern in der Nachbarschaft des südlichen Wendekreises angetroffen; das liegt nach den Forschungen des »Gauß« (242) daran, daß sich nach dem Überschreiten von 10° S-Breite der rein tropischen Foraminiferenfauna bereits Bewohner der gemäßigten Meere beimengen, ohne daß die Formen des wärmsten Wassers vorläufig verschwinden. Von der Gattung *Globigerina* sind *Gl. dubia* Egger und *rubra* d'Orbigny zusammen mit *Gl. sacculifera* Brady verbreitet und wichtig in den äquatorialen Teilen des Atlantischen Ozeans. Zu dieser letzteren, in den meisten Fällen sogar in den Tropen überhaupt häufigsten Form gesellt sich in den wärmeren Teilen des Indischen Ozeans besonders *Gl. conglobata* Brady. Den gemäßigten Meeren gehört vor allem *Gl. bulloides* d'Orbigny an, welcher früher wohl eine universelle Verbreitung zugeschrieben wurde; doch fehlt sie nach den übereinstimmenden Ergebnissen der Expeditionen der »Valdivia« und des »Gauß« in ihrer typischen Form einem breiten Gürtel zu beiden Seiten des Äquators, und ihre Verbreitung in den gemäßigten Zonen bekommt hierdurch den Charakter der Bipolarität. Nur in der südlichen gemäßigten Zone bis 50° S-Breite ist *Gl. inflata* d'Orbigny von Wichtigkeit. Eine bipolare Kaltwasserform ist *Gl. pachyderma* Ehrenberg. Von anderen, im allgemeinen weniger häufigen Arten der Gattung *Globigerina* seien

noch *aequilateralis* Brady, *digitata* Brady und *cretacea* d'Orbigny? genannt. Wichtige Äquatorialformen sind weiterhin *Orbulina universa* d'Orbigny, *Pullenia obliquiloculata* Parker and Jones, *Pulvinulina tumida* Brady und, in manchen Sedimenten quantitativ wichtiger, die große, flachschalige *Pulvinulina menardii* d'Orbigny. Die kegelförmige *Pulvinulina micheliniana* d'Orbigny, die schon in tropischen und subtropischen Schlammen sehr häufig ist, dringt am weitesten von allen nach Süden vor und erweist sich somit als sehr eurytherm. Weniger wichtig in der heutigen pelagischen Foraminiferenfauna sind *Pulvinulina canariensis* und *crassa* d'Orbigny, *Hastigerina pelagica* d'Orbigny, *Sphaeroidina dehiscens* Parker & Jones, *Candeina nitida* d'Orbigny und *Cymbalopora* (*Tretomphalus*) *bulloides* d'Orbigny.

Außer den aufgeführten pelagischen Foraminiferen beteiligen sich noch zahlreiche andere Planktontiere mit ihren Skelettresten am Aufbau des Sediments, so vor allem, aber nur in den geringeren Tiefen, pelagische Mollusken, wie die Pteropoden und Heteropoden, deren dünnschalige Kalkgehäuse besonders groß werden, so daß ihre Bruchstücke einige Quadratmillimeter Fläche im Sediment einnehmen können. Wo Skelettreste dieser Mollusken sich, wie in den Tropen und Subtropen, mehr oder minder anhäufen, da entstehen Übergänge zum Pteropodenschlamm, den wir, da seine sonstigen Eigenschaften im Rahmen derjenigen des Globigerinenschlammes liegen, nur als Fazies des letzteren betrachten. Daneben treten wohl noch pelagische Ostracoden auf, wie *Krithe producta* Brady, *Cythere dictyon* Brady.

Das tierische Plankton setzt zu seiner Ernährung das Vorhandensein einer reichen Planktonflora voraus, unter der sich ebenfalls wichtige Kalkproduzenten in Gestalt der Coccolithophoriden befinden. Das sind sehr kleine flagellate Algen, die nach H. LOHMANN (143) zur Gruppe der *Chrysomonadina loricata* Klebs zu stellen sind. Sie enthalten gelbe bis grüne Chromatophoren. Ihre meist kugeligen, zwischen 4,3 und 32 μ Durchmesser variierende Zelle trägt einen Belag von scheibenförmigen bis hammerförmigen Kalkkörperchen von wenigen bis allerhöchstens 25 μ Durchmesser, die, wenn der Belag der wachsenden Zelle zu eng geworden, abgeworfen und von neuen ersetzt werden können, aber auch nach dem Tode der Zelle meist einzeln, aber auch in den Verdauungsresten der Planktontiere in die Tiefe sinken. Die Familie der Coccolithophoriden umfaßt zwei Unterfamilien, 1. die Syracosphaerinae, mit undurchbrochenen, scheiben- oder becherförmigen Coccolithen, umfassend die Gattungen *Pontosphaera*, *Scyphosphaera*, *Syracosphaera* und *Calyptrosphaera*, 2. die Coccolithophorinae, mit durchbohrten, distal oft zu einem hammer- oder trompetenähnlichen Fortsatze verlängerten Coccolithen, mit den Gattungen *Coccolithophora*-*Coccosphaera* der Autoren, *Rhabdosphaera*, *Discosphaera* und *Umbilicosphaera*. Die weite Verbreitung der Coccolithen in den Ablagerungen der heutigen Meere und die enorme Menge, in der diese kleinen Panzerelemente pelagischer

Algen in denselben sich finden, wird von allen Untersuchern mariner Grundproben hervorgehoben. Nachdem schon EHRENBERG 1836 und C. W. GÜMBEL 1870 (9a) gezeigt hatten, daß gewisse Kreidegesteine fast ausschließlich aus Coccolithen und Rhabdolithen gebildet werden und daß diese kleinen Kalkelemente in fast allen marinen Sedimentärbildungen bis hinab zum Cambrium gefunden werden, hat neuerdings VOELTZKOW (132) nachgewiesen, daß gewisse Bankkalke, welche er als Unterlage moderner Flachseeriffe des westlichen Indischen Ozeans feststellte, so ausschließlich aus Coccolithen bestehen, daß er sie direkt als Coccolithenkalk bezeichnet wissen wollte. VOELTZKOW ging zuerst von der Untersuchung des feinen Kalkschlammes aus, der sich neben größerem Korallendetritus so massenhaft in der Umgebung von Korallenriffen und insbesondere in den Atollagunen findet, daß bewegte See das Wasser in weitem Umkreise milchig macht. Die Bildung dieses feinen Kalkschlammes erklärt man sich in der Regel teils durch eine Ausschlämmung des zoo- und phytogenen Riffkalkes, teils dadurch, daß verschiedene, an den Riffen und in ihrer Umgebung lebende Tiere, wie Krebse, Holothurien, Anneliden, auch manche Fische Kalksand in ihren Darm aufnehmen und dort zermalmen. Diese Bildungsweise will VOELTZKOW indessen weder für diesen feinen Kalkschlamm noch für die homogenen Kalke, z. B. aus der Unterlage der Aldabrainsel mehr gelten lassen; doch hat er die Frage offen gelassen, unter welchen Bedingungen und in welcher Meerestiefe sich denn dieses Sediment gebildet haben dürfte. Daß sich allein durch Anhäufung von Coccolithen in flachem Wasser ganze Bänke aufbauen könnten, muß durchaus als ausgeschlossen gelten, und so wird man gut tun, sich den recht weit ausgesponnenen VOELTZKOWschen Schlüssen gegenüber so lange skeptisch zu verhalten, bis eingehendere Untersuchungen an neu und sachgemäß gesammeltem Material vorliegen. Mehr als diese Coccolithenkalke des Indischen Ozeans interessieren uns hier Sedimente, die H. LOHMANN (149) auf einer Reise des Kabeldampfers »Podbielski« im Becken zwischen den Azoren und dem Kanal im Nordatlantischen Ozean in 43°32' n. Breite und 19°49' w. Länge aus 4004 m lotete und zu 68 Gewichts-, bzw. 71 Volumprozent aus Coccolithen bestehend fand. Dieser Schlamm wäre genauer als Coccolithenschlamm zu bezeichnen, da die Globigerinen in ihm ganz zurücktreten. Ähnliche coccolithenreiche, außerordentlich feinkörnige, dabei aber ziemlich kalkreiche Globigerinenschlammte lotete der »Gauß« (242) bei mittleren Tiefen besonders im wärmeren Teile der gemäßigten Zone. Das besonders reichliche Vorkommen der Coccolithen gerade am Boden der gemäßigten Meere wird z. T. wahrscheinlich dadurch bedingt, daß Coccolithophoriden in der Nachbarschaft der Wendekreise nicht nur überhaupt häufiger, sondern auch in größeren Individuen auftreten, als im Äquatorialgebiet. Die vom »Gauß« geloteten, an Coccolithen reichen Sedimente scheinen aber hauptsächlich den strömungslosen Gebieten der gemäßigten Zone anzu-

gehören, welche man als Roßbreiten bezeichnet. Es liegt auf der Hand, daß in diesen Regionen so außerordentlich zarte und leicht bewegliche Gebilde, wie sie die winzigen Coccolithen darstellen, leichter zu Boden sinken können, als in von Strömungen durchzogenen Meeresteilen; denn in diesen werden die Coccolithophoriden nach ihrem Absterben oder die von ihnen erzeugten Kalkplättchen längere Zeit im Meerwasser flottieren und daher in viel stärkerem Maße aufgelöst werden müssen als in jenen. Im Gegensatz zu der fast universellen Verbreitung der Coccolithen im Globigerinenschlamm sind Coccosphären, d. h. die Hartgebilde der Coccolithophoriden, bei denen sich die Coccolithen noch in situ befinden, nur ziemlich spärlich vertreten. Sie scheinen sich hauptsächlich dort erhalten zu können, wo die Sedimentzuführung eine rasche ist, sind infolgedessen in den relativ küstennahen Ablagerungen am häufigsten und finden sich dort hauptsächlich in Tiefen von 1200—3500 m. In küstenfernen und tiefgelegenen Globigerinenschlammten, wie sie z. B. fast ausschließlich vom »Gauß« gelotet wurden, scheinen sie sich nur schwer erhalten zu können. Viel empfindlicher gegen kühlere Wassertemperaturen als die Coccosphären scheinen die Rhabdosphären zu sein; ihre einzelnen Elemente, die Rhabdolithen, treten im allgemeinen sehr viel seltener auf als die Coccolithen und besitzen auch sonst eine andere und wesentlich engere Verbreitung. Im allgemeinen treten sie dort am häufigsten auf, wo auch Coccolithen das Maximum ihrer Häufigkeit erreichen. Ganz allgemein scheinen sie in den küstenfernen Globigerinenschlammten mittlerer Tiefe vorhanden zu sein. — Vergleichen wir nun mit LOHMANN (149) mit dem geschilderten reichlichen Auftreten der Coccolithen in den Globigerinenschlammten und anderen Tiefseesedimenten das Vorkommen der lebenden Coccolithophoriden an der Oberfläche des Meeres, so scheint die Menge der lebenden Exemplare in gar keinem Verhältnis zu der der Skelette am Meeresboden zu stehen. Zwar sind die Coccolithophoriden überall auf der hohen See verbreitet und oft recht häufig, so daß ihre Zahl die der gleichzeitig vorkommenden Peridineen erheblich übertrifft und der der Diatomeen nahekommt; im allgemeinen aber bleiben sie nach unseren bisherigen Kenntnissen weit hinter der Volksstärke dieser beiden großen Pflanzenfamilien zurück. Dazu kommt, daß sie als Pflanzen auf die oberflächlichen Schichten des Meeres beschränkt sind und ihre Hauptproduktion in der dünnen Wasserschicht zwischen 20 und 80 m Tiefe stattfindet. Wenn sie trotzdem wie in der geologischen Vergangenheit so in der Jetztzeit eine so hervorragende Rolle in der marinen Sedimentbildung spielen, daß die Tätigkeit aller anderen Planktonpflanzen dagegen vollständig verschwindet, so sind hierfür offenbar, von der Resistenz ihrer Skelette abgesehen, zwei Umstände von wesentlicher Bedeutung. Einmal ist die Zehrung, der diese Pflanzengruppe durch die Tiere ausgesetzt ist, eine ganz gewaltige. Ihre der sperrigen Fortsätze entbehrenden, runden Körper werden von Tintinnen und Tunicaten und wahrscheinlich auch

von vielen anderen Planktontieren massenhaft verzehrt, so daß z. B. die Fäkalballen der Appendicularien oft dicht gedrängt Coccolithen und ganze Skelette enthalten. Bei einer so starken Zehrung muß aber die Vermehrung der Pflanzen, wenn sie dieselbe ohne Schaden ertragen sollen, eine sehr schnelle und intensive sein. Ferner sei auf das vorhin erwähnte, unter noch nicht näher bekannten Verhältnissen eintretende Abwerfen alter und Neubilden neuer Skelette zurückverwiesen, welches bedingt, daß viel mehr Coccolithen im Meerwasser und im Sediment vorhanden sein können, als nach der Zahl der lebenden Zellen von vornherein erwartet werden sollte.

Zu diesen Kalkresten des pelagischen, tierischen und pflanzlichen Planktons gesellen sich solche der benthonischen Fauna. Benthonische Foraminiferen treten gelegentlich in einer nicht ganz unbeträchtlichen Anzahl von Gattungen und Arten auf, spielen aber gegenüber den pelagischen Formen quantitativ meist nur eine unbedeutende Rolle; in den 118 Globigerinenschlammen des »Challenger« bildeten sie im Durchschnitt nur 2,13% des Sedimentes. Ebenso weitverbreitet, aber quantitativ auch unbedeutend, treten kleine, meist erst mit der Lupe erkennbare Seeigelstacheln auf, wogegen ganze Schalen zu den Seltenheiten gehören. Besonders in wärmeren Meeren finden sich wohl Ostracodenschalen. Von kleinen Fischzähnnchen wurden fast immer nur die oberen, mit Schmelz bedeckten Teile vereinzelt in Sedimenten der tropischen wie der gemäßigten Meere wahrgenommen. Auch Fischotolithen kommen hier und da vor. Den landnahen Globigerinenschlammen sind in wechselnder Menge noch Schalen oder Schalenbruchstücke von Muscheln und Schnecken, Tunicatenstacheln, zuweilen Bryozoenfragmente und in den Tropen auch Korallenbruchstücke beigemischt. Wo Molluskenschalen, wie in manchen »Gauß«-Proben, sich in tiefen und küstenfernen Teilen des Ozeans fanden, könnte man vielleicht an einen Transport durch Seevögel oder treibenden Tang denken. Selten liefern alle diese benthonischen Formen mehr als 25% des ganzen Sedimentes, nach MURRAY und RENARD (70) im Durchschnitt nur wenig über 9%. Der Globigerinenschlamm bildet also im wesentlichen den Niederschlag des in den obersten Wasserschichten in Gestalt von kalkbildendem Plankton suspendierten kohlensauren Kalkes, und nach einer Berechnung von MURRAY (70, S. 252) kann man für jedes Kubikmeter Wasser in den Oberschichten der tropischen Ozeane davon mindestens 34 mg oder pro Quadratkilometer bis 200 m Tiefe mindestens 6860 kg schwebenden kohlensauren Kalk annehmen, Zahlen, welche seit Anwendung der neueren Methoden der Planktonmessung und -zählung eher zu niedrig als zu hoch angenommen werden dürfen.

In dem Rückstande, der nach Behandlung von Globigerinenschlamm mit verdünnter Salzsäure übrigbleibt, ist immer ein gewisser Prozentsatz organogener Entstehung, doch nur selten bis 10% des Gesamtgewichtes, im Durchschnitt der »Challenger«-Proben nur 1,64%. Am

weitesten verbreitet erscheinen Schwammnadeln, doch meistens in zerbrochenem Zustande. Da die Verbreitung der lebenden Kieselschwämme, wie die Dredschungen gelehrt haben, keineswegs so universell ist, möchten MURRAY und PHILIPPI (203) annehmen, daß Tiere, wohl Tiefseefische und Krebse, die Schwammreste vielfach verschleppen; dafür spricht auch der zerbrochene Zustand, denn, wären die Nadeln einfach aus dem verwesenden Schwammkörper zu Boden gefallen, so hätten sie zweifellos unversehrt bleiben müssen. Die Mehrzahl der Globigerinenschlammte enthalten daneben Radiolarien- und Diatomeenreste, obwohl auch bei ihnen, worauf schon MURRAY und neuerdings CHUN (147a, S. 233—236) hingewiesen hat, eine teilweise Auflösung durch das Meerwasser stattfinden dürfte. Durchschnittlich am reichsten an diesen Formen sind naturgemäß die Globigerinenschlammte der subantarktischen Gewässer, da sie in der Nachbarschaft der reinen Diatomeensedimente abgelagert werden. Auffallenderweise enthält der Globigerinenschlamm des Indischen Ozeans sehr viel mehr Kieselskelette als der des Atlantischen. In 14 atlantischen Proben der »Valdivia« im Durchschnitt nur 1,7% betragend, erreichte der Gehalt bei 22 Schlammten des Indischen Ozeans einen Durchschnitt von 7,1%. Die Ursache ist nicht ohne weiteres klar; doch steht diese Erscheinung wohl im Zusammenhange mit der auffallenden Tatsache, daß von den drei großen Weltmeeren nur dem Atlantischen Ozean echter Radiolarienschlamm fehlt. Agglutinierende Foraminiferen, die sich bei der Trennungsmethode mit Salzsäure zu den genannten Kieselorganismen gesellen, treten, als nur bestimmte Standpunkte bevorzugend, recht unregelmäßig auf.

Die Hauptmasse des in verdünnter Salzsäure unlöslichen Anteils, die minerogene Komponente, läßt sich nicht restlos in deutlich erkennbare Bestandteile zerlegen. Sie besteht aus einer sehr geringen Menge noch bestimmbarer Mineralkörner, deren Korngröße etwa 0,01 mm nicht überschreitet. Solche Körner enthielten z. B. die 118 Globigerinenschlammte des »Challenger« im Durchschnitt nur 3,3, oft kaum 1%. Daneben aber muß noch ein großer Teil der »fine washings« des »Challenger«-Berichtes, d. h. der feinsten Schlämmprodukte, zur minerogenen Komponente gerechnet werden. Denn diese feinsten Schlämmprodukte, welche in den »Challenger«-Proben im Durchschnitt 30,56% ausmachten, enthalten neben fein verteilter, z. T. wohl amorpher Tonsubstanz noch die feinsten Bruchstücke von Kieselorganismen und von Mineralkörnern, die mechanisch von jener nicht mehr zu trennen sind. — Je nach der Lage der einzelnen Lotstationen zum Festlande, zu Inseln und zu submarinen Vulkanausbrüchen ist die minerogene oder anorganische Komponente der Globigerinenschlammte sehr verschiedener Natur. Wie schon früher ausgeführt wurde, findet ein allmählicher Übergang in die räumlich benachbarten Sedimentarten statt. Übergangsbildungen zwischen Globigerinenschlamm und Blauschlick gleichen makroskopisch durchaus dem Blauschlick, enthalten aber mehr als 30% organogenen

Kalk, der wesentlich auf die Schalen pelagischer Foraminiferen zurückzuführen ist. Während Übergangssedimente zum Blauschlick, die reichlich größere Mineralkörner enthalten, auf die Nachbarschaft des Landes und die geringeren Tiefen beschränkt zu sein scheinen, finden sich sehr viel feinkörnigere Sedimente, die ein Gemenge von Blauschlick und organogener Kalksubstanz in der erforderlichen Menge darstellen, noch in größerer Entfernung vom Lande und in sehr beträchtlichen Tiefen dort, wo gewaltige Ströme ins Meer einmünden. Derartige Schlammte unterscheiden sich schon durch graue und bräunliche Farbtöne und größere Festigkeit nach dem Trocknen von dem typischen, lockeren, gelblich oder rosa gefärbten Globigerinenschlamm. Solche Sedimente traf z. B. die »Valdivia« (203) im Golf von Guinea an der westafrikanischen Küste südlich von Kap Palmas und vor der Nigermündung in Tiefen zwischen 3500 und 5700 m. Der ziemlich hohe Prozentsatz von dunkelbrauner, toniger Substanz ist wohl als feinste Flußtrübe der großen westafrikanischen Ströme aufzufassen. Der Zusammenhang ähnlicher Ablagerungen zwischen den Nikobaren und Ceylon mit den großen indischen Strömen, die den Busen von Bengalen mit Blauschlick füllen, liegt gleichfalls auf der Hand. In den höheren südlichen Breiten im Übergang zu den glazial-marinen Sedimenten ist der Rückstand gelbbraun und entspricht diesen in den äußeren Teilen der Packeiszone sich bildenden Ablagerungen. Globigerinenschlammte z. B. westlich von Afrika zwischen Kap Bojador und Kap Blanco, die relativ reich an gerundeten Mineralkörnern, vorwiegend Quarz, sind, lassen den Einfluß der Saharawinde erkennen, der sich ja in diesen Meeresteilen auch in den Staubbällen äußert. So zahlreich aber auch die Fälle sein mögen, in denen Globigerinenschlamm sich mit reichlicherem chersogenen Material mischt, so stellen sie doch nicht die Regel dar. Denn im allgemeinen entspricht, wenigstens in den Globigerinenschlammten der wärmeren gemäßigten und der tropischen Zone, der in Säuren unlösliche Rückstand in seinem Habitus dem roten Ton; darauf deutet schon seine Farbe hin, die meist von Rotbraun ins Schokoladenbraun spielt, selten dunklere, schwarzbraune oder hellere Töne aufweist. Der Streuengel, welchen Inseln um sich verbreiten, ist auffallend groß, besonders in den stürmischen Südmeeren. 10 Längengrade östlich der Prince Edward-Inseln fand der »Gauß« (242) reichlich vulkanisches Material, welches nur von dieser Inselgruppe stammen kann. Von da ab bis 55° 25' S, 89° 0' O in etwa 300 Seemeilen Abstand von der Heardgruppe teilte sich sämtlichen Grundproben längs der befahrenen Strecke vulkanisches Gestein mit, das von den durch große Wasserflächen getrennten Inselgruppen Crozet, Kerguelen und Heard sich ableitet. Selbst der Schlamm in etwa 180 Seemeilen Abstand von Kerguelen war noch auffallend reich an vulkanischem Material, das von dieser Insel stammt. Ähnliches beobachtete die dänische »Ingolf«-Expedition (114) in dem Meere zwischen den Färöern und Grönland. Das vulkanische Gesteinsmaterial der Inseln, insbeson-

dere von Island, verbreitet sich über ein sehr weites Gebiet am Meeresboden. Da die Ausstreuerung nach allen Seiten ziemlich gleichmäßig erfolgt, scheint die Verteilung dieser Komponenten wenigstens von Oberflächenströmungen nicht abhängig zu sein. Daß auch vulkanische Explosionen für diese Verteilung eine Rolle spielen, ist sicher, soweit der Vulkanismus auf den fraglichen Inseln noch nicht erloschen ist. Daher wäre es z. B., auch unter diesem Gesichtspunkte betrachtet, von Interesse zu erfahren, ob Kerguelen noch heute tätige Vulkane besitzt. Sehr weit verbreitet auch in küstenfernen Globigerinenschlammten sind vulkanische Gläser, und zwar in besonderer Konzentration dort, wo anderes minerogenes Material, was sie maskieren könnte, mehr zurücktritt. Solche splitterigen Fragmente vulkanischer Gläser, wie sie z. B. der »Gauß« reichlich in den sehr kalkreichen Globigerinenschlammten zwischen dem Walfisch-Rücken und dem Äquator feststellte, können ebenso von fein verteilten Flugaschen, wie von zerriebenem Bimsstein, der an der Meeresoberfläche flottierte, herrühren. Neben den vulkanischen Auswürflingen sind von fremden Beimengungen größeren Kornes im Globigerinenschlamm auch hier wieder glaziale Geschiebe zu nennen. Der »Challenger« hat solche im Nordatlantischen Ozean westwärts von den Azoren bis 35° n. B. gefunden, und diese Funde, welche seitdem mehrfach von Kabeldampfern bestätigt wurden, könnten, wie im Falle der Miniakuppen unter 53°21' n. B. und 35°10' w. L., fast noch auf modernes Treibeis von der Großen Neufundlandbank her zurückgeführt werden. Das geht aber nicht mehr im Falle der von der französischen Expedition an Bord des »Talisman« im Jahre 1883 1100 km von der europäischen Küste nordöstlich von den Azoren heraufgeholtten größeren Geschiebe, die F. FOUQUÉ und MICHEL LÉVY (45f) bearbeitet haben. Dieselben lagen im Globigerinenschlamm in Tiefen zwischen 4000 und 5000 m; doch fehlen leider alle genaueren Ortsangaben. Die nichtvulkanische Herkunft dieser Gesteinsbrocken, unter denen solche mit Trilobiten sich finden, und namentlich ihre Schliffe und Kritzen verrieten unzweifelhaft die glaziale Vergangenheit derselben, so daß man hierschon an das Treibeis der Eiszeit wird denken müssen. Das gleiche gilt wohl auch für die zahlreichen Geschiebe, welche der »Michael Sars« (280a) im Nordatlantischen Ozean z. T. in charakteristischer Lage im Sediment auffand. Als Beispiel mögen die Funde seiner Station 95 in 50°22' N und 11°44' W südwestlich von Mizen Head auf Irland in 1797 m gelten. Unter den über 200, im Durchschnitt etwas über 7, seltener bis 15 cm Durchmesser zeigenden Geschieben stellten PEACH und HORNE (280a, vgl. auch 298d) über die Hälfte sedimentäre Gesteine neben zahlreichen Vertretern der Eruptivgesteine und einer beschränkteren Anzahl von kristallinen Schiefen fest. Von sedimentären Gesteinen seien Grauwacken, dunkle Schiefer und Lydite, die dem Silur der südlichen Hochlande von Schottland oder dem nördlichen Irland entstammen dürften, devonische (Glengariff-) Sandsteine aus SW-Irland, sowie karbonische, hornstein-

führende Crinoidenkalke, die an Gesteine von Galway und Clare in W-Irland erinnern, genannt. Sandsteine mit *Schizodus* und *Edmondia* ähneln Gesteinen von der Solwayküste im südlichen Schottland, von Londonderry und Tyrone in Nordirland. Kreide und Kreidefeuersteine stimmen mit Gesteinen von Antrim in Nordirland überein. Unter den Metamorphen weisen Gneise und Schiefer auf den Lewisiangneis und die Moineschiefer der nordwestlichen schottischen Hochlande hin. Alte Eruptive stimmen mit solchen von Schottland und Nordirland überein, junge Eruptivgesteine weisen nach den tertiären Vulkanen der inneren Hebriden und Nordirlands. Mehr als die Hälfte dieser Geschiebe zeigt Glazialschrammen; die meisten sind sehr eckig, doch sind einige auch wohlgerundet und als fluvioglazial bearbeitet und transportiert zu erkennen. Unter diesen letzteren zeigen insbesondere die Kreidefeuersteine die charakteristischen, vom gegenseitigen Aufeinanderschlagen der Gerölle beim Wassertransport erzeugten, zwiebelschaligen Schlagkegel (»bulbs of percussion«, »chatter marks«). Nehmen wir hinzu, daß auch Fazettengeschiebe vertreten sind, so müssen wir die Gesteinsproben von der angeführten »Michael Sars«-Station als Glazial- und Fluvioglazialgeschiebe charakterisieren, welche durch Transport mittels Eisbergen während der Glazialzeit an ihren jetzigen Lagerungsort gelangten, da einmal nur während dieser die genannten schottischen und irischen Gebiete Gletscher beherbergten, zum zweiten aber auch aus anderen Teilen der atlantischen Randgebiete unter heutigem Klima Eisberge nicht in jene Meeresgegend gelangen. Die Einbettung dieser Geschiebe im Globigerinenschlamm war nicht vollständig, dieselben ragten vielmehr mehr oder minder aus dem Sediment heraus — ob wegen ungenügender späterer Sedimentation oder ob, wie die genannten Autoren meinen, infolge Sedimententfernung und nachfolgender Sedimentationsunterbrechung, mag dahingestellt bleiben — und waren an den dem Meerwasser frei ausgesetzten Flächen mit Manganoxiden überzogen; dieser Manganüberzug ließ an manchen Stücken erkennen, daß sie auf der hohen Kante im Schlamm gesteckt haben müssen, in derselben Orientierung, die sie beim Herabfallen vom schmelzenden Eisberge erhielten. Eine ähnliche Gesteinsgesellschaft, die in gleicher Weise gedeutet wird, dredschte der »Michael Sars« noch im Globigerinenschlamm des Golfes von Biscaya in 45°26' N, 9°20' W in 4700 m. Daß auch ein Teil der schon früher erwähnten, von COLE und CROOK (239) bekannt gemachten Funde von Gesteinsbrocken auf dem westirländischen Schelf und Kontinentalabhang auf den gleichen Eisstrom zurückzuführen ist, ist sicher. Daß ein anderer Teil derselben aber in der Tat, wie diese Autoren geschlossen hatten, autochthone Bestandteile des Meeresgrundes repräsentiert, dafür ist die bemerkenswerte Feststellung von PEACH ein Hinweis, daß unter den glazialen Geschieben der obengenannten »Michael Sars«-Stationen durchaus der für den Boden der Porcupinebank so charakteristische Gabbro fehlt. Diese Bank, welche anscheinend den denudierten

Rumpf eines großen tertiären Vulkanzentrums, vergleichbar denen von Mull, Skye oder St. Kilda, darstellt, dürfte daher außerhalb des Bereichs jenes Eisstroms gelegen haben.

Im Südatlantischen Ozean fand der »Challenger« zwischen Tristan da Cunha und Kapstadt in 35—36° S im Globigerinenschlamm gröbere Brocken kristallinischer Gesteine, denen MURRAY und RENARD (70) ebenfalls glaziale Herkunft zuschrieben. Reichlicher und deutlicher aber trifft man solche Zeugnisse im südlichen Indischen Ozean innerhalb der bekannten Treibeisgrenze, wobei bemerkt sei, daß in Schiffstagebüchern der Deutschen Seewarte zweimal mit Schutt befrachtete Eisberge in 43° und 44° S gemeldet wurden (187, S. 188, Anm. 3). Die Deutsche Südpolarexpedition auf dem »Gauß« konnte durchgehends feststellen, daß die Globigerinenschlamme z. B. im südlichen Indischen Ozean nach der Tiefe zu ärmer an kohlensaurem Kalk werden, und PHILIPPI (242) hat diese später noch eingehender zu besprechende »normale Kalkschichtung«, wie er sie nannte, mit der reichlicheren Zufuhr glazialer Komponenten während der Eiszeit erklärt, wodurch die organogene Kalkkomponente gewissermaßen verdünnt wurde. Diese Deutung deckt sich mit dem, was FR. NANSEN (vgl. Bd. 8, S. 55) betreffs der Sedimentation in Jetzt- und Eiszeit im Norwegischen Nordmeer schließen wollte. Immerhin wird man gut tun, nicht in jedem Quarz- oder Feldspatkorn auch in der Nähe der Treibeiszonen einen Beweis für Eistransport zu erblicken; konnte doch PHILIPPI wahrscheinlich machen, daß das »kontinentale« Gesteinsmaterial küstenferner Schlamme des Südatlantischen Ozeans teilweise nicht vom antarktischen Kontinente herrührt.

Sieht man von den im vorigen besprochenen gröberen Beimengungen ab, so deutet schon der äußere Habitus der Globigerinenschlamme darauf hin, daß ihre Korngröße sehr verschieden sein muß. Manche relativ grobkörnigen Schlamme sind locker und fallen darum beim Aufholen leicht aus der Schlammröhre, woraus sich die häufige Bezeichnung derartiger Sedimente auf den Seekarten als Kalksand, grauer Sand usw. erklärt. Andere, feinkörnige Globigerinenschlamme dagegen stellen im feuchten Zustande einen ziemlich zähen Kalkschlamm dar, der fest in der Lotröhre haftet und an der Luft zu einem leidlich festen, kreideähnlichen Gestein erhärtet. Die Unterschiede in der Korngröße beruhen, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, auf der Zusammensetzung der kalkigen Komponente. Die grobkörnigen Globigerinenschlamme bestehen zum größten Teile aus mehr oder weniger unversehrten Gehäusen planktonischer Foraminiferen, während deren Bruchstücke und die Hartgebilde der Coccolithophoriden hier zurücktreten. In den feinkörnigen Schlammen dagegen herrschen Coccolithen und Fragmente jener Foraminiferen, während intakte Gehäuse der letzteren selten sind. Im allgemeinen wird der Globigerinenschlamm desto feinkörniger, je mehr er sich dem roten Ton nähert. Es findet also in den größeren

Tiefen, in denen sich der Übergang zu diesem Sediment vollzieht, nicht nur eine allmähliche Auflösung der kalkigen Schalenreste, sondern auch anscheinend eine mechanische Zertrümmerung statt. Diese Zertrümmerung ist aber ebenso wie die Auflösung nicht nur von der Tiefe, sondern auch von der geographischen Lage abhängig. Wie die Tabellen des »Gauß«-Werkes (242) zeigen, liegt die Grenze von Globigerinenschlamm und rotem Ton im Westafrikanischen Becken des Südatlantischen Ozeans erheblich tiefer als im Südindischen Ozean, und es lagern sich daher zwischen dem Walfisch-Rücken und dem Äquator noch in Tiefen von 5000—6000 m Globigerinenschlamm von hohem Kalkgehalt ab, die dementsprechend auch ziemlich grobkörnig sind. Auch hier bemerkt man, daß mit abnehmender Tiefe die Schlamm grobkörniger werden, ohne daß gleichzeitig der Kalkgehalt erheblich steigt. Im übrigen müssen bei sonst ganz gleichen Verhältnissen die Schlamm tropischer Regionen grobkörniger sein als die höherer Breiten, weil dort die einzelnen Individuen der pelagischen Foraminiferen erheblich größer sind als hier. Daß die außerordentliche Feinkörnigkeit gewisser, ziemlich kalkreicher Globigerinenschlamm mittlerer Tiefen besonders im wärmeren Teile der gemäßigten Zone auf den großen Reichtum dieser Sedimente an Coccolithen zurückzuführen ist, wurde bereits früher erwähnt.

Als Durchschnittszusammensetzung der 118 Proben von Globigerinenschlamm des »Challenger« (70) ergab sich folgende:

Kalkkarbonat	{	Pelagische Foraminiferen	53,10	S.	64,47
		Benthonische Foraminiferen	2,13		
		Andere Organismen	9,24		
In HCl unlöslich	{	Kieselorganismen	1,64	S.	35,53
		Mineralkörner	3,33		
		Feinstes Schlammprodukt	30,56		
					100,00

Die chemische Analyse eines Globigerinenschlammes von mittlerem Kalkgehalte aus 45°39' S, 73°21' O und 3630 m Tiefe (Station 88 des »Gauß«) ergab nach Umrechnung auf natriumchloridfreie Substanz nach GEBBING (219) folgende Zusammensetzung:

CaCO₃ 59,7; MgCO₃ 1,4; CaO 3,0; MgO 0,6; CaSO₄ 0,8; MnO 0,004; Fe₂O₃ 3,5; Al₂O₃ 5,7; SiO₂ 24,2; Ca₃(PO₄)₂ starke Reaktion; Glühverlust 0,8; Summe = 99,7.

Während wir der Frage des Kalkgehaltes noch späterhin unsere Aufmerksamkeit werden schenken müssen, mag einigen anderen Bestandteilen schon hier eine kurze Bemerkung gewidmet werden. Im großen und ganzen steigt mit dem SiO₂-Gehalt auch der Gehalt an Al₂O₃, aber immer ist der erstere im Vergleich zum letzteren höher als er dem Ver-

hältnis beider im Kaolin, 1,2, entspricht. Das jeweilige Plus an freiem SiO_2 geht auf Rechnung freien Siliziumdioxids, in der Hauptsache wohl feiner Quarzsplittern. Gegen den in vielen Proben angegebenen Gehalt an Magnesiumkarbonat hat GEBBING Bedenken geäußert, die eine weitere Nachprüfung dieser Frage erfordern. Doch mag hier erwähnt sein, daß schon VON GÜMBEL (51) einen Umtausch zwischen den Magnesiumsalzen des Meerwassers und dem Kalkkarbonat des feinen Schlammes annahm, in demselben Sinne, wie es neuerdings für die Dolomitisierung von Flachseekalken geschieht. Schon A. G. HÖGBOM (83) hat aber ausinandergesetzt, daß diese Umsetzung in der Tiefsee kaum verwirklicht sein dürfte, da die an CaCO_3 reicheren Tiefseesedimente nicht einmal so hohen absoluten Gehalt an MgCO_3 wie die karbonatärmsten haben. HÖGBOM glaubte demgegenüber nach den Analysen des »Challenger«-Berichtes (70) mit der der Tiefenzunahme im allgemeinen parallel gehenden Abnahme des Kalkgehaltes eine relative Anreicherung des Magnesium- (oder richtiger Magnesium-Calcium-) Karbonates einhergehen zu sehen. Allerdings müßte hierzu die Hilfsannahme gemacht werden, daß schon die Schalen des kalkhaltigen Planktons geringe Mengen von Magnesium enthalten, was uns die Analysen (nach den Tabellen von BÜTSCHLI, 197a) in der Tat bestätigen. Doch auch die HÖGBOMSche Deutung wird unsicher, wenn man die Adsorption von Ca, Mg und Alkalien durch die Tiefseeschlamme berücksichtigt, auf welche erst GEBBING (219) und CASPARI (236a) neuerdings aufmerksam machten. So dürfte auch das sowohl in den »Challenger«, wie in den »Gauß«-Analysen von Globigerinenschlamm angegeben Sulfat direkt aus dem Meerwasser stammen. Der Glühverlust, welcher in den »Challenger«-Analysen zwischen 1,0 und 9,6% schwankte und im allgemeinen mit der minerogenen Komponente stieg und fiel, mag daher mehr von der vorhandenen Ton- und Kieselerde, sowie Eisenoxiden abhängen, als von organischen Substanzen. Deren Beteiligung ist im allgemeinen nicht groß. Wird aber Globigerinenschlamm in Salzsäure aufgelöst, so bleiben als Rest flockige Teilchen zurück, die, im Platintiegel erhitzt, eine schwarze Asche zurücklassen. Immerhin scheinen diese organischen Stoffe des Globigerinenschlammes zu genügen, um den Schlammfressern als Nahrung zu dienen; machte doch schon J. MURRAY darauf aufmerksam, daß noch heute im fossilen Globigerinengestein von Malta die Kanäle zu sehen sind, welche sich Echinodermen und Anneliden durch den Schlamm gefressen haben, wobei übrigens vergleichsweise auch auf die schlackigen Abarten der »Krustensteine« des Mittelmeeres zurückverwiesen sei. H. LOHMANN (149) fand mit Globigerinenschlamm vermischt — insbesondere in der obersten, einen flüssigen Schlamm darstellenden Schicht des Sedimentes, welche mit Schöpfapparaten gewonnen werden muß — reichlich rundliche und wurstförmige Fäkalballen. VON GÜMBEL (51) stellte an Proben von der »Gazelle«-Reise fest, daß es sich bei der Schlammnahrung nicht nur um albuminöse Reste handelt, sondern auch um Fette; in Gestalt blendend

weißer Knöllchen im Sedimente auftretend, ließen sich diese Substanzen durch siedenden Alkohol ausziehen. Ihre Menge wurde auf $\frac{1}{1000}$ des Sediments geschätzt. Falls diese an nur geringen Substanzmengen ausgeführten Bestimmungen richtig sind und es sich nicht um Verunreinigungen, die von einem Schiffe stammen, handelt, dürften dies Fettsubstanzen sein, die von Planktonten gebildet wurden, um damit ihr spezifisches Gewicht dem des Wassers, in dem sie schwebten, anzupassen. Mit den Leichen dieser Lebewesen dürfte eben auch ein Teil dieser Substanzen zu Boden sinken, während ein anderer Teil vom Meerwasser aufgenommen und verseift wird. Wenn von GÜMBEL aber gemeint hat, die Fetthaltigkeit des Globigerinenschlammes sei geeignet, die in vielen Kalksteinen der Erdrinde enthaltenen bituminösen Beimengungen und gewisse Petroleumlager verständlich zu machen, so mag er bezüglich der ersteren recht gehabt haben; eigentliche Petroleumlagerstätten dagegen dürften, zumal der Globigerinenschlamm und die übrigen eupelagischen Sedimente nicht nur relativ arm an solchen organischen Stoffen, sondern auch durchaus ungeeignet zu deren längerer Aufbewahrung erscheinen, viel eher auf die organischen Stoffe der Massen abgestorbener-Planktonwesen zurückgehen, die sich an geeigneten Stellen im Flachwasser ablagern.

Die typischen, kalkreichen Globigerinenschlammte besitzen sehr helle Farben, die zwischen Hellgrau, Cremegelb und hellstem Rosa spielen. Die Globigerinenschlammte mit geringerem Kalkgehalt, bei denen sich die organogene Kalkkomponente mit mehr oder minder reichlicher minerogener Substanz vermischt, haben verschiedene Färbungen, die von der Beschaffenheit eben dieser anorganischen Komponente abhängen. Im feuchten Zustande sind diese entweder nach dem Blauschlick oder nach dem roten Ton tendierenden Sedimente plastischer, trocken härter als die reinen Globigerinenschlammte.

Die Durchschnittstiefe der 118 Globigerinenschlammte des »Challenger« betrug 3658 m, diejenige der 53 »Valdivia«-Proben 2890 m, die der 50 »Gauß«-Proben 4163 m. Während der »Challenger«-Wert, wie bei der größeren Anzahl von Proben nicht anders zu erwarten ist, dem wirklichen Durchschnitt am nächsten kommen dürfte, erklären sich die abweichenden Zahlen der »Valdivia« und des »Gauß« durch deren Reisewege; die »Valdivia« lief häufig Inseln an und hielt sich auf längeren Strecken nicht allzuweit von größeren Kontinentalmassen entfernt, lotete daher eine nicht geringe Anzahl von Übergangssedimenten zum Blauschlick, die Reise des »Gauß« dagegen führte fast immer durch tiefes, küstenfernes Meer und brachte daher vorwiegend die reineren Typen zutage. Die größte Tiefe, bei der die »Valdivia« noch Globigerinenschlamm antraf, beträgt 5695 m und liegt im Atlantischen Ozean fast unmittelbar unter dem Äquator ($0^{\circ}9,5' \text{ S}$, $8^{\circ}32' \text{ W}$). Da dieser Globigerinenschlamm noch 67% CaCO_3 enthält, kann entweder die Auflösung des Kalkes an dieser Stelle noch nicht sehr energisch sein oder

aber die Zufuhr an kalkigen Komponenten ist hier ausnehmend stark. Daß Globigerinenschlamm im Nordatlantischen Ozean zwischen 40 und 50° n. Breite an gewissen Stellen bis 6000 m hinabreicht, wird uns später noch einmal beschäftigen. Im Südatlantischen Ozean liegt die Tiefengrenze zwischen Globigerinenschlamm und rotem Ton schon bei 5200 m, noch höher hinauf rückt die Grenze zwischen diesen beiden Sedimenten im Südindischen Ozean, wo der rote Ton bereits in einer Tiefe von 4700 m erscheint. Man möchte also nach diesen Ergebnissen der »Deutschen Tiefsee-Expedition« im allgemeinen ein Ansteigen der unteren Tiefengrenze des Globigerinenschlammes vom Äquator nach dem Südpol hin annehmen; außerdem scheint es, daß im Atlantischen Ozean dieses Sediment in größere Tiefen hinabreicht, als im Indischen und Pazifischen Ozean.

Da die Unterscheidung der kalkärmeren Globigerinenschlammes von den roten Tonen vermittels des Kalkgehaltes, von welchem bei ersteren mindestens 30 % vorhanden sein müssen, geschieht, ist es nötig, eingehender die Beziehungen zwischen Kalkgehalt der Globigerinenschlammes und Tiefe zu erörtern. Eine solche Beziehung ist in der Tat vorhanden, wenn sie auch bis in die neueste Zeit von einem der bekanntesten Ozeanographen, J. THOULET, geleugnet wurde. Die eingehendsten Vergleiche sind in dieser Beziehung von GEBBING (219) und E. PHILIPPI (242) angestellt worden. GEBBING hat die Karbonatgehalte der Globigerinenschlammes des »Challenger«, der »Gazelle« und des »Gauß« in einer Tabelle nach wachsender Tiefe zusammengestellt und von 200 zu 200 m die Mittel ausgerechnet. Diese Mittel schwanken sehr stark, erreichen bei den Proben aus größeren Tiefen als 4600 m die kleinsten Werte, abgesehen von dem Mittel der drei Proben aus über 5200 m, das wieder einen hohen Wert (67,2%) zeigt. Noch beträchtlicher schwanken die Einzelwerte, aus denen diese Mittel gebildet wurden; der höchste Wert erreicht oft das Doppelte und gar Dreifache des niedrigsten, z. B.

40,6% bis 92,3% CaCO_3 zwischen 2800 und 3000 m,

32,7% bis 93,9% CaCO_3 zwischen 3600 und 3800 m,

49,9% bis 92,5% CaCO_3 zwischen 4000 und 4200 m.

Sehr anschaulich wirkt auch GEBBINGs graphische Darstellung derselben Werte mit den Tiefen als Abszisse und den Calciumkarbonatgehalten als Ordinate. Die Punkte durchschwärmen die ganze Ebene, und GEBBING möchte es daher als nicht angängig bezeichnen, aus den Einzelwerten irgendwelche Mittel zu bilden, die dann leicht zu weitgehenden Folgerungen führten, und kommt zu dem Schluß, daß eine reine Abhängigkeit des Karbonatgehaltes des Globigerinenschlammes von der Tiefe nicht bestehen dürfte, daß vielmehr noch Momente ganz andersartiger Natur eine hervorragende Rolle spielen müssen. Andererseits scheint doch das Auftreten des meist sehr karbonatarmen roten Tones die Abhängigkeit des Karbonatgehaltes von der Tiefe für die gesamten eupelagischen

Sedimente zu beweisen, denn roter Ton tritt durchschnittlich in größerer Tiefe auf als Globigerinenschlamm. Gleichwohl müssen wir GEBBING recht geben, wenn er vor einer zu starken Betonung der Abhängigkeit des Karbonatgehaltes der eupelagischen Sedimente von der Tiefe warnt. Das gilt z.T. auch für die Ausführungen von E. PHILIPPI (242), auf die wir übrigens später noch eingehender zurückkommen müssen. PHILIPPI stellte hinsichtlich der »Gauß«-Proben fest, »daß die Kalkschlamme aus Tiefen über 5000 m konstant kalkärmer sind als die ihnen benachbarten, welche aus geringeren Tiefen stammen«, und meinte, daß die Abhängigkeit des Kalkgehaltes von der Tiefe viel schärfer hervortreten würde, wenn man nicht das Mittel aus sämtlichen Globigerinenschlammern nehmen, sondern sie etwa in Gruppen von 10 zu 10 Breitengraden anordnen würde. Da die ganze Frage einerseits große regionale Bedeutung hat, andererseits aber auch für die aktualistische Beurteilung der Entstehung gewisser fossilen Meeressedimente und damit für die Paläogeographie von Wichtigkeit ist, bin ich diesem Vorschlage von PHILIPPI gefolgt, aber unter absichtlicher Beschränkung auf den Atlantischen Ozean. Diese Beschränkung schien mir im Interesse eines möglichst eindeutigen Resultates besonders deshalb wesentlich, da, wie später noch ausführlich zu erörtern sein wird, offenbar die Wasserzirkulation der Ozeane nicht ohne Einfluß auf diese Verhältnisse ist und mit dem Wechsel dieser in den drei Ozeanen infolge ihrer ganz verschiedenen geographischen Erstreckung und Konfiguration völlig verschiedene Verhältnisse zu erwarten sind, wie bereits oben an einem Beispiele bestätigt wurde. Die Beschränkung meiner Untersuchung auf die Globigerinenschlamme des Atlantischen Ozeans bedeutet also den großen Vorteil der Einheitlichkeit des Wasserzirkulationssystems. Dem hiermit jedoch gegebenen Nachteil der kleineren Anzahl benutzbarer Proben suchte ich dadurch zu begegnen, daß ich zu den schon von GEBBING benutzten Werten der »Challenger«-, »Gazelle«- und »Gauß«-Proben noch die der »Valdivia«-Globigerinenschlamme des Atlantischen Ozeans hinzunahm und außerdem noch — hauptsächlich, um einige Lücken im nördlicheren Teile des Ozeans zu schließen — diejenigen Proben von der »Minia«- und »Britannia«-Reise verwertete, bei denen der Kalkgehalt wirklich durch Analyse bestimmt, nicht, wie bei der Mehrzahl nur geschätzt wurde. Alle diese Kalkgehaltswerte wurden für die Tiefen zwischen 2000—3000 m, 3000—4000 m, 4000—5000 m und unter 5000 m zusammengeordnet, und in jeder dieser vier Tiefenzonen die Durchschnitte der Zonen von je 10 Breitengraden Breite berechnet. Eine Anordnung dieser Durchschnittswerte in einem Koordinatensystem mit der geographischen Breite als Abszisse und dem Kalkgehalt als Ordinate und eine Verbindung der gefundenen Punkte durch Gerade ergab für die vier Tiefenzonen je eine zwar mit manchen Ecken versehene Kurve, deren Vergleich jedoch die Bedeutung der einzelnen Faktoren für den Kalkgehalt deutlicher erkennen lassen dürfte als die von GEBBING (219)

gewählte graphische Darstellung. Alle vier Kurven¹⁾ zeigen bemerkenswerterweise im großen Ganzen einen ähnlichen Verlauf: Um den Äquator erheben sie sich am höchsten über die Abszisse (30% Kalkgehalt), während sie einige 10 Gradzonen nördlich und südlich vom Äquator sich mehr oder weniger stark abwärts biegen, um erst jenseits der Wendekreise je ein weiteres, meist kleineres Maximum aufzuweisen, auf welches abermals ein Absteigen der Kurven folgt. Sehen wir von einer nur durch eine einzige Kalkgehaltsbestimmung bewirkten Unregelmäßigkeit der Kurve für die Tiefen von unterhalb 5000 m ab, so verhält sich diese letztere noch insofern etwas abweichend von den übrigen, als das äquatoriale Maximum hierselbst eine größere Breite einnimmt, wodurch auch die beiden anderen, bedeutend niedrigeren Maxima weiter nach Süden und Norden hinausgeschoben erscheinen. Außerdem will es mir aber noch scheinen, als ob in den Tiefen von 4000—5000 m und unter 5000 m das äquatoriale Maximum etwas nach Süden verschoben ist. Das Ergebnis der Untersuchung gibt daher den Bedenken, welche GEBBING gegen eine Überschätzung der Tiefe als Faktor ausgesprochen hat, durchaus recht. Der Hauptfaktor für die Höhe des Kalkgehaltes der Globigerinenschlammte ist offenbar die Verbreitung des kalkschaligen Planktons, vor allem der Globigerinen, sowie anderen pelagischen Foraminiferen und dann auch der Coccolithophoriden; als zweiter Faktor sind die Strömungsverhältnisse in Rechnung zu ziehen, zumal als Regulierer des Absinkens der Hartgebilde der Coccolithophoriden. Daß endlich drittens auch die Tiefe von Einfluß ist, läßt sich zwar nicht leugnen, aber ihre Einwirkung tritt gegenüber derjenigen der beiden anderen Faktoren zurück. Wenn wir die Kurve für 2000—3000 m Tiefe ausnehmen, da hier chersogene Einflüsse störend einzugreifen scheinen, so sehen wir in den drei anderen Kurven mit zunehmender Tiefe die Durchschnittsminima mehr und mehr der Grenze von 30% Kalkgehalt sich nähern. Die Tatsache der annähernden Symmetrie der Kurve für 5000—6000 m bei dem bis 90% sich erhebenden subäquatorialen Maximum wird uns später noch einmal zu beschäftigen haben, wenn wir nach Abhandlung auch der kalkarmen bis -freien eupelagischen Sedimente dem Problem des Kalkgehaltes der Tiefseesedimente abermals, dann von anderer Seite, nähertreten.

Von mineralischen Neubildungen treten im Globigerinenschlamm Glaukonite ziemlich verbreitet, wenn auch nicht sehr reichlich auf, und zwar in der Regel als Steinkernbildungen von Foraminiferen oder Pteropoden. Der »Challenger« fand alle möglichen stufenweise fortschreitenden Übergänge von einem dünnen, bräunlichen Belag der Innenseite der Kalkschalen bis zu mehr oder minder dicken grünlichen Auskleidungen oder ganzen Füllungen, ja auch größere eiförmige, nach

¹⁾ Siehe meine soeben erschienene „Geologie des Meeresbodens“, Bd. II. S. 308, Fig. 101. Berlin, Gebr. Borntraeger 1920.

Sprengung der Schalen herangewachsene Glaukonitmassen. Vier Fundorte von glaukonitischen Steinkernen in Globigerinenschlammern der »Valdivia« liegen zwischen 1000 und 2000, einer zwischen 2000 und 3000 m. In allen diesen Fällen enthielt der in HCl unlösliche, stets bräunliche oder graugrüne Rückstand nicht unter 5% Mineralkörner und entsprach in seiner Zusammensetzung dem Blauschlick. Auch für diese Fundorte, welche westlich von Sierra Leone, unfern der Agulhasbank, bei Ceylon und an der ostafrikanischen Küste liegen, ist das Zusammenvorkommen von Glaukonit- und Orthoklas-führenden Trümmern von Urgebirgsgesteinen charakteristisch.

Im Gegensatz zum Glaukonit sind Phosphatkongregationen im eigentlichen Globigerinenschlamm seltener. Dann durchdringt und erfüllt honiggelber Phosphatkalk die Kalkgehäuse in ähnlicher Weise wie der Glaukonit, und es entstehen durch Zementierung Gesteinsscherben, die in der Regel durch Eisenhydroxydgehalt braun gefärbt sind. Phosphorsäure ist im Globigerinenschlamm nach MURRAY und RENARD (70) bis zu 1%, in geringer Menge aber fast überall vorhanden.

Häufiger sind Kalkkongregationen, bei deren Verfestigung sich meist Wurmrohren beteiligen. Über ihre Entstehung ist so gut wie nichts bekannt. In die Höhlung der Lotröhre getrieben, lassen sich solche oft sehr harten Massen nur mit Hammer und Meißel hieraus entfernen, wie PEAKE z. B. aus dem Südpazifischen Ozean berichtete (vgl. 187, S. 186, Anm. 1).

Schließlich wäre hier noch von den Manganabscheidungen zu reden, welche sich, wenn auch nicht gerade häufig, im Globigerinenschlamm finden. Manganhaltige Überzüge sind schon im flacheren Wasser an den freiliegenden Teilen von Steinen, Muscheln oder Kalkalgenscherben häufig und oft leicht abwischar. Festere eisenreiche Krusten dieser Art zeigen die von TORNQUIST (254) vom Grunde der Ostsee vor der samländischen Küste beschriebenen, vom Ostseewasser angelösten Geschiebe in ähnlicher Weise wie die oben bereits erwähnten, von PEACH und HORNE beschriebenen Glazialgeschiebe aus Globigerinenschlamm der »Michael Sars-Expedition (280a). Wenn aber WINOGRADSKY für das Süßwasser nachgewiesen hat, daß die Eisenbakterien geradeso, wie sie Ferrokarbonat zu Ferrihydroxyd oxydieren, auch die entsprechenden Manganverbindungen umsetzen, so muß es doch noch unentschieden bleiben, ob auch jene Manganüberzüge des Meeresbodens auf bakterielle Tätigkeit zurückgehen. MURRAY und IRVINE (84) dachten an rein chemische Umsetzungen von Manganverbindungen, die teils im gelösten Zustande mit dem Flußwasser, teils mit chersogenem oder vulkanischem Detritus in das Meer gelangten. GEBBING (219) fand Manganverbindungen in sämtlichen von ihm untersuchten Globigerinenschlammern, wenn auch meist nur in geringen Mengen, und meint die Richtigkeit gegenteiliger »Challenger«-Analysen anzweifeln zu sollen. In der Regel treten diese Substanzen auch hier nur als dünne Anflüge oder Beläge auf organischen Resten

oder Mineralteilen auf. MURRAY und RENARD (70) erwähnen Manganabscheidungen 14mal aus Globigerinenschlamm und 5mal aus dem verwandten Pteropodenschlamm, in diesem also verhältnismäßig häufiger. In 10 von diesen 19 Fällen handelt es sich um Mangankörnchen. Deutliche Manganknollen, wie wir sie als wichtige akzessorische Bestandmassen des Roten Tones noch näher ins Auge fassen werden, erwähnt der »Challenger«-Bericht nur ein paarmal aus dem Globigerinenschlamm, einmal von Nußgröße aus dem Südpazifischen Ozean in $37^{\circ}29' \text{ S}$, $83^{\circ}7' \text{ W}$ und 3246 m Tiefe. Daß aber auch größere Mangankonkretionen dem Globigerinenschlamm nicht fremd sind, haben die neueren Feststellungen von FLINT (168a) an den Sedimenten des »Nero« und von MURRAY und LEE (225) an Funden von AL. AGASSIZ beidemal aus dem Pazifischen Ozean, sowie Proben der »Valdivia« (203) aus der Kapmulde gezeigt. Doch mögen diese Vorkommnisse erst im Zusammenhange mit denen der roten Tone besprochen werden. Auch die eigenartigen Neubildungen der Phillipsite, die nach den neueren Feststellungen ebenfalls nicht auf den roten Ton beschränkt sind, sollen gleichwohl erst dort behandelt werden.

Der Globigerinenschlamm besitzt eine außerordentliche Verbreitung am Boden der heutigen Meere und steht, wenn man die neuesten von MURRAY und LEE (225) für den Pazifischen, von MURRAY (224) für den Indischen und von SCHOTT (284a) für den Atlantischen Ozean gegebenen Zahlen für richtig annimmt und summiert, mit rund 130 Millionen qkm an der Spitze aller modernen Sedimente, vor dem roten Ton, den man nach den älteren Zahlen des »Challenger«-Werkes (70) für die verbreitetste Bildung halten mußte. Hauptgebiet des Globigerinenschlammes ist der Atlantische Ozean, in welchem er nach SCHOTT (284a) 48,5 Millionen qkm bedeckt und hiermit alle anderen Ablagerungen in den Schatten stellt. Im Indischen Ozean beherrscht er nach MURRAY (224) 37,7 Millionen qkm, tritt dagegen im Pazifischen Ozean auffallend zurück, indem ihm von dessen Riesenfläche nur 42,3 Millionen qkm zufallen (225). Bei Betrachtung der Karten kann man mit KRÜMMEL (187) in der Tat den Eindruck gewinnen, »als wenn der Globigerinenschlamm von seinem atlantischen Hauptsitze aus eine Invasion in den Indischen und Südpazifischen Ozean hinein ausführe«.

Die Unsicherheit, welche bei den allmählichen Übergängen zwischen den einander benachbarten Meeressedimenten allen solchen Arealberechnungen immer anhaften wird, erfährt noch eine Steigerung durch die Tatsache der stellenweise auftretenden Übereinanderlagerung mehrerer Grundprobenarten, wie sie die Anwendung langer Schlammröhren auf neueren Expeditionen kennen lehrte (z. B. Globigerinenschlamm über oder unter Rotem Ton!). Die Probleme aber, die sich hieraus für die Aufhellung der Bildungsbedingungen einer-, die Stratigraphie dieser jungen Ablagerungen aber anderseits ergeben, sind so wichtiger Art, daß sie später eine besondere zusammenfassende Besprechung erfordern.

Der Pteropodenschlamm.

Dieses Sediment stellt nach unserer Auffassung lediglich eine besondere Abart des Globigerinenschlammes dar, von dem es sich im wesentlichen nur durch den Reichtum an Pteropoden- und Heteropodenschalen oder deren Fragmenten unterscheidet. Hierbei muß jedoch betont werden, daß die Reste dieser pelagischen Mollusken zwar einen sehr auffälligen und charakteristischen, wohl niemals aber den vorherrschenden Gemengteil bilden: quantitativ überwiegen fast immer die Schalen pelagischer Foraminiferen. MURRAY und RENARD (70) fanden bis 30% des Sedimentes aus den Resten jener pelagischen Mollusken zusammengesetzt, unter denen in der Regel die kegelförmigen Spitzen der Pteropodenfragmente schon mit unbewaffnetem Auge gut zu erkennen sind. Es handelt sich hier vorwiegend um verschiedene Arten der Pteropodengattungen *Limacina*, *Chio* (*Creseis*, *Styliola*) und *Cavolinia* (*Hyalaea*), sowie der Heteropodengattungen *Carinaria* und *Atlanta*. Daneben sind die Schalen der pelagisch lebenden Schnecke *Janthina* nicht selten und auch delikater Schalen pelagischer Foraminiferen, wie *Candeina nitida*, häufig anzutreffen.

Die Tiefen, in denen vom »Challenger« Pteropodenschlamm gefunden wurde, liegen zwischen 713 und 2789 m, die Durchschnittstiefe der 13 Proben betrug 1909 m. Aus geringeren Tiefen stammen, infolge des Reiseweges in verhältnismäßig geringer Entfernung vom Festlande oder kontinentalen Inseln, die Pteropodenschlammte der »Valdivia«, nämlich aus 296—1694 m; die Durchschnittstiefe betrug hier 788 m. Die Tatsache der Beschränkung der den Pteropodenschlamm vor dem Globigerinenschlamm auszeichnenden Pteropoden- und Heteropodenanhäufungen auf Tiefen, die geringer als 3000 m sind, welche MURRAY-PHILIPPI (203) veranlaßte, von demselben als einer »Seichtwasserfazies« des Globigerinenschlammes zu sprechen (welche Bezeichnung man aber, um Mißverständnissen vorzubeugen, vermeiden sollte!), bedarf einer besonderen Erklärung; denn die Vertreter dieser pelagisch lebenden Molluskenordnungen sind in den Tropen und Subtropen, auf welche diese Sedimentart beschränkt ist, überall in reicher Individuenzahl in den höheren Wasserschichten vorhanden. Diese Erklärung kann nur so lauten, daß die zarten Kalkschälchen beim Niedersinken durch mächtigere Wassersäulen aufgelöst werden. Wenn aber die »Valdivia« feststellen konnte, daß selbst sehr benachbarte Orte trotz ähnlicher Tiefe oft große Verschiedenheiten in der Führung von Pteropodenresten zeigen und die Erhaltungsmöglichkeit der Schälchen mit der reichlicheren Zufuhr chersogener Komponente zuzunehmen scheint, so läßt dieses weiterhin vermuten, daß die Auflösung der Kalkschälchen teilweise erst auf dem Meeresboden stattfindet. Dieser Auflösungsprozeß, welcher aus den Ablagerungen aller Tiefen, welche größer als 3000 m sind, nicht nur die Pteropoden- und Heteropodenschalen, sondern auch

die Reste der zarteren pelagischen Foraminiferen ausmerzt, geht bekanntlich in noch größeren Tiefen noch weiter, indem er schließlich auch die konsistenteren Globigerinenschalen verschwinden läßt, wodurch dann die Bildung der kalkarmen bis -freien eupelagischen Sedimente bedingt wird. Die Annahme von MURRAY aber, daß das frühere Verschwinden der Pteropoden- usw. Schalen auf ihren zarteren Schalenbau gegenüber den verhältnismäßig derberen Globigerinenschälchen zurückzuführen sei, bedarf einer Erweiterung. Schon TH. FUCHS hat 1877 darauf hingewiesen, daß die Pteropodenschälchen aus Aragonit bestünden; das hat dann KENDALL (94a), der sich speziell mit der unteren Tiefengrenze des Pteropodenschlammes beschäftigte, durch spezifische Gewichtsbestimmungen und optische Untersuchungen zu erhärten gesucht, und ich selber kann dieses Ergebnis auf Grund von Nachprüfungen mit der schönen MEIGENSchen Reaktion zur Unterscheidung von Aragonit und Kalkspat bestätigen. Da anderseits die Globigerinenschalen sicher aus Kalkspat bestehen, macht sich demnach die verschiedene mineralogische Zusammensetzung der verschiedenen Schalen der planktonischen Kalklieferanten bis in die Eigenart und bathymetrische Verteilung der einzelnen Sedimentarten hinein bemerkbar. Die dem Geologen längst geläufige leichtere Auflösung von Aragonitschalern wird hierdurch um ein weiteres Beispiel vermehrt.

Pteropodenschlamm von küstenfernen Bänken erinnern in ihrem Aussehen durchaus an Globigerinenschlamm, nur sind sie infolge der Beimengung größerer Kalkelemente durchweg grobkörniger und daher zerreiblicher als jener. Die anorganische Komponente beider Ablagerungsarten ist auf benachbarten Fundstellen dieselbe. Proben aus größerer Küstennähe stehen dagegen dem Blauschlick oder anderen hemipelagischen Ablagerungen nahe und führen dementsprechend auch nicht selten Schalreste und Fragmente von Organismen aus flacherem Wasser. Je nach der Lage der Fundstelle zur Küste ist auch der Kalkgehalt sehr verschieden; der »Challenger« lotete auf seinen küstenfernen oder in der Nachbarschaft von Koralleninseln liegenden Stationen kalkreichere Proben mit 52,22—98,47%, im Durchschnitt 79,25% Kalkgehalt, die »Valdivia« dagegen meist in verhältnismäßig geringer Entfernung vom Festlande oder kontinentalen Inseln solche mit 31,5—60,5%, im Mittel 45,3% Kalkgehalt.

Abgesehen von den schon genannten kalkschaligen Resten finden sich im Pteropodenschlamm auch fast immer die übrigen Gemengteile des Globigerinenschlammes, wie die Hartgebilde der Coccolithophoriden, benthonische Foraminiferen, Seeigelstacheln, Ostracodenschalen, Fischotolithen usw. Demgegenüber spielen Kieselorganismen keine bedeutende Rolle. Allgemein verbreitet sind, wie im Globigerinenschlamm die Schwammnadeln; agglutinierende Foraminiferen sind wie in vielen küstennahen Sedimenten ziemlich häufig, dagegen treten Radiolarien- und noch mehr Diatomeenskelette zurück.

Solcher Pteropodenschlamm umrahmt viele tropische Inselbänke und -brücken in Tiefen zwischen mehreren 100 und etwa 3000 m. Im Atlantischen Ozean, in welchem ja auch die reichlichste Entwicklung des Globigerinenschlammes stattfindet, geht er gar sowohl im Süden wie im Norden erheblich über die Wendekreise hinaus. Insbesondere findet er sich hier um die Azoren und die Bermudas, am Außenrande der Antillen, an verschiedenen Stellen im Gebiete der Kanarischen Inseln, auch östlich der Kapverden, in verhältnismäßig großer Ausdehnung auf dem südatlantischen Mittelrücken zwischen Ascension und Tristan da Cunha, sowie auf dem Walfisch- und dem Rio Grande-Rücken. Im Indischen Ozean kennt man Pteropodenschlamm im Übergang vom Globigerinenschlamm zu hemipelagischen Bildungen an verschiedenen Stellen vor der afrikanischen Küste von Mozambique im Süden bis hinauf zur Insel Sokotra, ferner westlich von Kap Comorin am Südzipfel Vorderindiens, endlich bei den Nikobaren und den Mentawiinseln. Kleinere Vorkommnisse verzeichnen MURRAY und PHILIPPI (203) auf ihrer Karte auch südlich und südwestlich von Timor. Im Pazifischen Ozean ist Pteropodenschlamm um die Fidschiinseln, in größerer Ausdehnung östlich vom großen australischen Wallriff und von da an zahlreichen Punkten gegen Südosten bis zur Norfolkinsel, um die Kermadek- und Hawaiiinseln, namentlich auch im Gebiete der Paumotus gefunden worden. Aber im ganzen genommen werden doch nur untergeordnete Areale von dieser Sedimentart eingenommen, die zusammen wohl nicht einmal 1 Million qkm erreichen. Diese Zahl dürfte auch nicht wesentlich verändert werden, wenn man mit MURRAY pteropodenreiche Abarten der Sedimente des amerikanischen und europäischen Mittelmeeres, sowie des Roten Meeres hinzurechnete, welche wir indessen zu den hemipelagischen Ablagerungen zu stellen bereits vorgezogen haben.

(Fortsetzung folgt.)

Zur Deutung der Vertikalbewegungen der Festländer und Meere.

Von Franz E. Sueß.

Die nachfolgende Umschau über eine Anzahl die Vertikalbewegungen der Erdkruste betreffende Arbeiten bringt keine neuen Thesen. Sie beabsichtigt nur zu zeigen, daß auf diesem, wie so oft auch auf anderen Gebieten der Geologie verfrühte Erklärungsversuche zu weit ausgebauten aber wenig verlässlichen Hypothesen geführt haben, die wieder nicht ohne Einfluß geblieben sind auf die Auslegung der Beobachtungen selbst.

Zum Zwecke einer genaueren Fassung der hier behandelten Fragen sei es gestattet, einige wiederholende Bemerkungen über ziemlich Bekanntes vorzuschicken.