Werk

Titel: Über Sedimentbildung am Meeresboden 2. Fortsetzung

Autor: Andrée, K.

Ort: Leipzig

Jahr: 1917

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?345572157_0008|log12

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

Über Sedimentbildung am Meeresboden.

2. 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.)

1856.

2a. J. W. Bailey, On the origin of greensand, and its formation in the oceans of the present epoch. A. J. Sc. Ser. 2, vol. **22**, p. 280—284. — Proc. Boston Soc. Nat. Hist. vol. **5**, p. 364—368.

1863.

7a. C. G. Ehrenberg, Beitrag zur Kenntniss der unterseeischen Agulhas-Bank an der Südspitze Afrikas als eines sich kundgebenden grünsandigen Polythalamien-Kalkfelsens. Monatsber. Ak. Wiss. Berlin 1863. p. 379—394.

1885.

44a. J. Murray, Report on the specimens of bottom deposits. Reports on the results of dredging . . . by the U. S. Coast Survey Steamer »Blake« . . . Nr. **27**, Bull. of the Mus. of Compar. Zool. at Harvard College, Cambridge, Mass., U. S. A., vol. **12**, 1885, p. 37—61.

1886.

45e. C. W. von Gümbel, Über die Natur und Bildungsweise des Glaukonits. Sitzber. k. bayr. Ak. Wiss. 1886. **16**, Math.-phys. Kl. 3, p. 417—449. 1 Tafel.

47a. Joh. Walther u. P. Schirlitz, Studien zur Geologie des Golfes von Neapel. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **38**, 1886, p. 295—341.

1888.

50a 1. Al. Agassiz, Three cruises of the United States Coast and Geodetic Survey Steamer »Blake« in the Gulf of Mexico, in the Caribbean Sea, and along the Atlantic Coast of the United States, from 1877 to 1880. Bull. of the Mus. of Compar. Zool. at Harvard College in Cambridge, Mass., U. S. A., vol. **14**, **15**, 1888.

1892.

73. Diese Nummer im ersten Teile dieses Verzeichnisses (1912) ist zu streichen; an ihre Stelle treten Nr. 73a, b, c.

---

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

73a. Tito Bentivoglio, Analisi di un saggio di fondo del Mar Rosso (coral mud). Atti della Società dei Naturalisti di Modena. Serie III, vol. **11**, 1892, p. 81—83.

73b. Tito Bentivoglio, Analisi dei sedimenti marini di due grandi profondità del Mediterraneo. Ibidem, p. 178—181. Tav. Ia.

73c. Tito Bentivoglio, Analisi dei sedimenti marini di alcune profondità del Mar Rosso. Ibidem, p. 185—202. Tav. IIa, IIIa.

73d. K. Natterer, Chemische Untersuchungen im östlichen Mittelmeer. I. Reise S. M. Schiffes »Pola« im Jahre 1890. Ber. d. Comm. f. Erforsch. d. östl. Mittelmeeres, 3. Denkschr. Kais. Ak. Wiss. Wien, **59**, p. 83—104, 1 Taf. (Karte). 1892. Dass. 2. Reise ... Ber. ... 4. Ibidem, p. 105—120, 1 Karte.

1893.

76a. K. Natterer, Dass. 3. Reise. ... Ber. ... 7. Ibidem, **60**, 1893, p. 49—82, 1 Karte.

1894.

84a. K. Natterer, Dass. 4. Reise. ... Schlußbericht. Ber. ... 11. Ibidem, **61**, 1894, p. 23—64, 1 Karte.

1896.

92. Bleicher, Recherches sur les débris végétaux et les roches. Résultats Scientifiques de la Campagne du »Caudan« dans le Golfe de Gascogne-Août-Septembre 1895. Fasc. III. Annales de l'Université de Lyon. Paris 1896, p. 701—709.

93. Bleicher, Sur les débris végétaux et les roches des sondages de la campagne du Caudan dans le golfe de Gascogne (Août 1895). C. R., **122**, 1896, p. 753—755.

1899.

115a. K. Natterer, Chemisch-geologische Tiefseeforschung: Expeditionen der Schiffe »Pola« und »Taurus« in das östliche Mittelmeer, Marmara-Meer und Rote Meer. Geograph. Zeitschr. **5**, 1899, p. 190—209, 252—260. (Enthält eine Zusammenfassung der obigen Berichte.)

1900.

120. R. E. Peake, On the survey by the S. S. »Britannia« of the cable route between Bermuda, Turk's Islands, and Jamaica. With descriptions by J. Murray of the marine deposits brought home. Proc. Roy. Soc. Edinburgh **22**, 1900, p. 409—429, 1 farb. Sedimentkarte. (G. C. **1**, 455.)

120a. J. Murray, On the deposits of the Black Sea. The Scott. Geogr. Mag. **16**, 1900, p. 673—702, 2 Tafeln. (P. M. 1901, p. 143; G. C. **1**, 1039.)

123a. W. H. Wheeler, Sea coast destruction and littoral drift. Nature, **23**. VIII. 1900, **62**, p. 400—402. (P. M. 1901, Lit.-Ber. Nr. 622.)

1901.

125a. H. Arctowsky u. A. F. Renard, Les sédiments marins de l'Expédition de la »Belgica«. Bull. Soc. Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. Bruxelles, T. **15**, 1901, p. 420—422.

126a. R. A. Daly, Marine currents and river deflection. Science **13**, 1901, p. 952 bis 954. (P. M. 1901, Lit.-Ber. Nr. 848.)

1902.

136a. H. Arctowski u. A. F. Renard, Notice préliminaire sur les sédiments marins recueillis par l'Expédition de la »Belgica«. Mém. cour. et autres Mém. publiés par l'Acad. Roy. de Belg. T. **61**, Nr. 2, 1902, p. 1—30, 1 Karte.

146a. J. Thoulet, Sur la constitution du sol sous-marin. C. R. **135**, 1902, p. 215 bis 216. (G. C. **4**, 88, 296.)

146b. **M. Weber**, Siboga-Expeditie. I: Introduction et description de l'Expédition. Leiden 1902. Bes. p. 37, 81, 130—134. — Liste des stations ... du »Siboga« ... p. 1—16 (mit Angabe der Bodenbeschaffenheit).

146c. **Jan de Windt u. F. Berwerth**, Untersuchungen von Grundproben des östlichen Mittelmeeres, gesammelt auf der 1., 3. und 4. Reise von S. M. S. »Pola« in den Jahren 1890, 1892 und 1893. (Ber. d. Komm. für ozeanogr. Forsch. Nr. 24.) Denkschr. Kais. Ak. Wiss. Wien **74**, 1902, 10 p.

1904.

158b. **Fr. Nansen**, The bathymetrical features of the North Polar Seas, with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of the shoreline. Scientific results of the Norwegian North Polar Expedition 1893—1896, vol. **4**, 1904, p. 1—232, 29 Tafeln.

1905.

167a. **L. W. Collet**, Les concrétions phosphatées de l'Agulhas-Bank (Cape of Good Hope). Avec une note sur la glauconie qu'elles contiennent, par G. W. Lee. Proc. Roy. Soc. Edinburgh **25**, 1905, p. 862—893, 4 Tafeln.

170a. **J. H. H. Pirie**, Deep-sea deposits of the South Atlantic Ocean and Weddell Sea. The Scottish Geographical Magazine **21**, 1905, p. 413—417, 1 farb. Sedimentkarte 1 : 14000000.

1907.

185a. **F. W. Clarke**, The composition of the red clay. Proc. of the Royal Soc. of Edinburgh, vol. XXVII, 1907, p. 167—171.

185b. **F. W. Clarke**, The composition of terrigenous deposits. Ibidem, p. 269—270.

1908.

201a. **H. Lohmann**, Über die Beziehungen zwischen den pelagischen Ablagerungen und dem Plankton des Meeres. Internat. Revue der ges. Hydrobiologie und Hydrographie **1**, 1908, p. 309—323, 1 Tafel.

1909.

223a. **H. Lohmann**, Referat in N. J. 1915, **2**, p. —337—.

1910.

236a. **W. A. Caspari**, The composition and character of oceanic red clay. Proc. Roy. Soc. Edinburgh **30**, 1910, p. 183—201.

236b. **W. A. Caspari**, Contributions to the chemistry of submarine glauconite. Proc. Roy. Soc. Edinburgh **30**, 1910, p. 364—373. (Ref. in Zeitschr. f. Krystallographie **50**, 1912, 263 und G. C. **22**, 636.)

240a. **Mme. Paul Lemoine**, Répartition et mode de vie du Maërl (Lithothamnium calcareum) aux environs de Concarneau (Finistère). Ann. de l'Inst. Océanogr. **1**, 3, 1910, 30 p., 1 Tafel. (N. J. 1916, **2**, p. —281—282—.)

1915.

308a. **L. R. Cary**, The alcyonaria as a factor in reef limestone formation. Proc. Nat. Ac. Sc. **1**, 1915, p. 285—289.

308b. **F. W. Clarke u. W. C. Wheeler**, The composition of brachiopod shells. Proc. Nat. Ac. Sc. **1**, 1915, p. 262—266.

308c. **F. W. Clarke u. W. C. Wheeler**, The inorganic constituents of alcyonaria. Proc. Nat. Ac. Sc. **1**, 1915, p. 552—556.

308d. **W. M. Davis**, The origin of coral reefs. Proc. Nat. Ac. Sc. **1**, 1915, p. 146—152.

1916.

311. K. Andrée, Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geol. Rundschau **6**, 1916, p. 351—397.

312. E. Wittich, Die Salzlager am Ojo de Liebre an der Westküste von Nieder-Kalifornien. Centralbl. f. Mineralogie usw. 1916, p. 25—32.

---

2. Hemipelagische Ablagerungen.[1])

Feinste Sedimente, wie sie sich im Bereiche der Schelfe, soweit sie festes Land umgürten, in den muldenartigen Vertiefungen, sowie in den Schelffurchen und den zur Tiefsee hinabführenden Rinnen bilden, herrschen auch an den Kontinentalböschungen von mehr als 200 m Tiefe vor und können bei schmalem Schelf bis in die eigentliche Tiefsee von mehr als 4000 m Tiefe vordringen. Anderseits bedecken sie mit ihren verschiedenen Abarten auch die Tiefen der Nebenmeere, sowohl die geräumigen und tiefen Bruchkessel der großen Mittelmeere, wie auch die auf der ozeanischen Seite der Randmeere vielfach angeordneten Becken und Rinnen. Indem sich in ihnen reichliches terrigenes, anorganisches Material mit den wesentlich planktogenen Komponenten der Hochsee mischt, leiten die hemipelagischen Sedimente über zu den eigentlichen Tiefseeablagerungen. Nach den planimetrischen Ausmessungen von Krümmel (187)[2]) beherrschen sie 55—56 Millionen qkm oder 15.4 % der gesamten Meeresfläche, indem auf die Nebenmeere $16^1/_2$, auf die Ozeanränder 39 Millionen qkm kommen. Indessen können alle diese Areale nur in sehr abgerundeten Zahlen angegeben werden, da schärfere Grenzlinien, insbesondere gegen die Tiefsee hin ohne große Willkür nicht zu ziehen sind — schon wegen der zu geringen Anzahl von Lotungen an vielen Küsten — und da man bei vielen Proben doch im Zweifel sein kann, ob sie besser hierher oder zu den eupelagischen Ablagerungen zu stellen sind.

Soweit es sich hauptsächlich um terrigenes (chersogenes) Material handelt, unterschieden Murray und Renard nach der Farbe drei Hauptarten: blauen, roten und grünen Schlick. Von diesen stehen blauer und roter Schlick, auch der dunkelgraue Vulkanschlick einander sehr nahe. Eine besondere Abart bilden noch die glazialmarinen Sedimente, welche E. Philippi (242) aus dem subantarktischen Ozean eingehend beschrieben hat, und es ist hierbei darauf aufmerksam zu machen, daß überhaupt glaziales Material sehr charakteristische akzessorische Beimengungen bildet. Eine abweichende Gruppe von Ablagerungen stellen die durch authigenen Glaukonit charakterisierten grünen Schlicke und Grünsande dar. Weiterhin fügen wir mit Krümmel Kalkschlick und Kalksand hinzu, welchen

[1]) Dieser Text schließt unmittelbar an den Schluß der 1. Fortsetzung auf S. 44 an.

[2]) Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf die in den früheren beiden Verzeichnissen und in dem obigen Nachtrag angeführten Arbeiten.

auch der Korallenschlamm und -sand angehören. In allen hemipelagischen Ablagerungen ist terrigenes Material noch in charakteristischer Menge vorhanden, darunter verschleppte Reste der Landvegetation, wie sie Moseley im Karibischen Becken, Al. Agassiz vor den pazifischen Küsten Amerikas sehr überraschten; doch sind diese Zeugen der Landnähe hier längst nicht mehr so häufig, wie in den litoralen Sedimenten.

In der Terminologie hat sich Krümmel mit der Anwendung von »Schlick« und »Schlamm« scharf an den an den deutschen Meeresküsten herrschenden Sprachgebrauch gehalten: »Als Schlick sind die dem Festlande nahen bündigen Ablagerungen feinsten Korns, als Schlamm mehr lockere, also auch von schwach bewegtem Wasser leicht aufrührbare Sedimente verstanden. Ich übersetze also das englische mud (niederdeutsch modde) mit Schlick, ooze mit Schlamm. Joh. Walther (in seiner »Einleitung«) ist gerade umgekehrt verfahren. Futterer (vgl. 70) in seinem trefflichen Auszuge aus Murray und Renards Werk übersetzt ooze mit Erde, mud mit Schlamm; ihm ist u. a. Penck gefolgt. — Bei Al. Agassiz (50a 1) finden sich gelegentlich noch die Bezeichnungen silt und slab, wobei silt ganz feinen terrigenen Schlick, slab aber biogenen Schlamm bedeutet«.

Dunkler oder blauer Schlick.

Der Blauschlick ist das verbreitetste Sediment unter den hemipelagischen Ablagerungen. Seine Farbe ist überwiegend dunkelblaugrau oder schieferfarben, doch hat man sich gewöhnt, auch Ablagerungen mit bräunlichen und grünlichen Farbtönen, soweit dieselben nicht auf Beimengung von Glaukonit zurückzuführen sind, mit jenem Namen zu bezeichnen. Die den charakteristischen Farbton hervorrufende färbende Substanz ist neben organischen Stoffen hauptsächlich fein verteiltes Schwefeleisen, und es gilt hierfür dasselbe, was früher über das Vorkommen dieser Substanz im Wattenschlick und Limanschlamm gesagt wurde. Viele Blauschlicke weisen, frisch der Lotröhre oder Dredsche entnommen, einen mehr oder weniger ausgeprägten Geruch nach Schwefelwasserstoff auf. In der Regel ist die oberste Schicht durch Oxydation und Hydratbildung der Eisenverbindungen rötlich bis bräunlich verfärbt. In getrocknetem Zustande verändert der Blauschlick seine Farbe in ein deutlicheres Grau oder Braun durch Oxydation der vorhandenen Eisensulfide. Die genannten grünlichen Färbungen dürften durch organische Substanzen bewirkt werden. Im übrigen ist der Schlick von sehr wechselnder Beschaffenheit. Als charakteristisch mag erwähnt werden, daß unter den mineralischen Gemengteilen kleine Quarzsplitter weitaus vorherrschen, während sie in eupelagischen Sedimenten sehr selten sind oder ganz fehlen. Daneben treten alle möglichen gesteinsbildenden Mineralien auf. Der hohe Prozentsatz an solchen Bestandteilen zeigt sich am besten aus einer der Darstellung des Challenger-Werks entnommenen Zusammenstellung:

Kalkabsondernde Organismen	Pelagische Foraminiferen	7.52	
	Benthonische Foraminiferen	1,75	
	Andere kalkabsondernde Organismen	3,21	
		Summe	12,48
Unlöslicher Rückstand	Kieselorganismen	3,27	
	Mineralien	22,48	
	Feinste Abschlämmassen	61,77	
		Summe	87,52
			100,00

Die Tiefen, aus denen z. B. die »Valdivia« (203) Blauschlick lotete, liegen zwischen 214 und 5214 m, die Durchschnittstiefe betrug 1934 m. Die Proben des »Challenger« bewegen sich ungefähr zwischen den gleichen Tiefengrenzen, doch steigt die Durchschnittstiefe hier bis auf 2580 m. Die Differenz liegt an der Fahrtroute der beiden Expeditionen, und die Zahlen sollen auch nur einen ungefähren Anhaltspunkt geben. Zum Teil eine Funktion der Tiefe ist die Höhe des Kalkgehaltes. Das gilt wenigstens für die größeren in Frage kommenden Tiefen, so daß die tiefsten Blauschlicke ganz kalkfrei werden. Auf die Ursache dieser Erscheinung wird erst später einzugehen sein. Im übrigen schwankt der Kalkgehalt von geringen Spuren bis zu $^1/_3$ des Ganzen, so daß teilweise von Mergelschlick gesprochen werden könnte. In manchen Becken der großen Mittelmeere geht bei weiterer Steigerung des Kalkgehaltes das Sediment schrittweise in Kalkschlick über, ohne daß eine scharfe Grenze gezogen werden könnte. Daß die Äquivalente des Blauschlicks um ozeanische Kalkinseln Kalkschlamme sein werden, liegt auf der Hand. Wir kommen darauf zurück. Die Kalkbeimengungen des dunklen Schlicks rühren außer von planktonischen und benthonischen Foraminiferen teils von Echiniden, Lamellibranchiaten, Ostracoden, teils von Coccolithophoriden her. Andere Organismenreste spielen im Blauschlick nur eine bescheidene Rolle, da derselbe für die Ansiedelung der meisten Tiere ungeeignet ist. Murray und Philippi (203) machten die Beobachtung, daß im Blauschlick vielfach der Erhaltungszustand der pelagischen Foraminiferen ein besserer ist als im Globigerinenschlamm, welcher dieselben Typen führt. »Es scheint im Globigerinenschlamm öfters ein Umkristallisierungsprozeß vor sich zu gehen, der im Blauschlick nicht eintritt.« Man geht wohl nicht fehl, die verschiedene Größe der inneren Oberfläche dieser beiden Sedimentarten hierfür verantwortlich zu machen. In anderen Fällen sind die Schalreste im Blauschlick zu einem feinkörnigen Grus zermahlen; »diese Zertrümmerung ist wohl darauf zurückzuführen, daß der Tiefenschlamm ein- oder mehrmals den Darm schlickfressender Tiere, wohl in erster Linie von Echinodermen passiert hat«. Bemerkenswerterweise scheint an den tropischen Küsten Afrikas das Vorkommen der Coccolithophoriden in den küstennahen Ablagerungen mit dem der Korallenriffe parallel zu gehen, d. h. dieselben fehlen, wie die Riffe an

der Westküste von Afrika. Es bedarf weiterer Aufklärung, ob hierbei die herrschende Wind- und Stromrichtung, ob beigemengtes schädliches Süßwasser an der Westküste oder welche anderen Faktoren von Wirksamkeit sind. Proben, welche das Kanonenboot »Drache« aus mehr als 300 m Tiefe in der Norwegischen Rinne gesammelt hatte, enthielten so zahlreiche Individuen der Foraminifere *Uvigerina pygmaea*, daß Gümbel (46) geneigt war, von Uvigerinenschlamm zu sprechen; an anderen Stellen dagegen herrschte die wohlbekannte pelagische *Globigerina bulloides* vor, doch stieg der Gehalt an $CaCO_3$ auch nur auf 13—14%, und zahlreiche Quarzkörnchen, Glimmerschüppchen, Hornblendenädelchen, den Gesteinen des benachbarten norwegischen Gebirges entstammend, verrieten die terrigene Herkunft des Sedimentes, und die Hälfte der Masse bestand aus ganz feinem Ton. Solche feinsten Abschlämmassen nehmen mit der Meerestiefe deutlich zu, wie sich aus den Zahlen des »Challenger«-Berichtes ergibt.

Unter den Mineralkörnern der Blauschlicke überwiegen immer die sog. »kontinentalen«, d. h. die Zertrümmerungsprodukte von Tiefengesteinen und kristallinen Schiefern. Die »Valdivia« (203) fand in allen Blauschlicken auch Splitter von vulkanischem Glas, was bei der universellen Verbreitung von schwimmendem Bimsstein nicht weiter verwunderlich ist. In ungefähr der Hälfte der untersuchten Proben fanden sich Glaukonitkörner, etwa ebenso häufig kleine Schwefelkiesknöllchen, die als Neubildung aufzufassen sind. Manganknollen dagegen fehlen im echten Blauschlick, wie denn überhaupt die höheren Oxydationsstufen des Mangans und Eisens sich bei reichlicher Gegenwart von verwesender organischer Substanz nicht bilden können.

Im Gebiete des Pazifischen Ozeans tragen diesen Blauschlick größere Flächen zwischen den Galapagosinseln und Acapulco oft über 200 Seemeilen von der Küste seewärts, im Indischen Ozean sind der bengalische und arabische Golf, die Mosambikstraße und, nach den Befunden der Deutschen Südpolar-Expedition (242), eine breite Strecke südlich von Madagaskar bis zur südafrikanischen Küste hin mit dieser Sedimentart versehen. Nächstdem dürften die höheren Südbreiten ein typisches Feld des dunklen Schlicks sein; doch unterscheiden sich gerade diese unter dem Einfluß der intensiven antarktischen Vereisung gebildeten Ablagerungen durch einige wesentliche Besonderheiten derart von den normalen Blauschlicken der mittleren Breiten, daß es gerechtfertigt erscheint, hier mit E. Philippi (242) von glazial-marinen Sedimenten zu sprechen. Dieselben weichen vom eigentlichen Blauschlick ab durch die meist völlige Abwesenheit von kohlensaurem Kalk, durch geringeren Gehalt an organischen Substanzen, durch die sehr ungleiche Korngröße, besonders in den gröberen Bestandteilen, endlich noch durch die Beschaffenheit der feinsten schlammigen Massen; diese stellen in den antarktischen Sedimenten meist ein äußerst feines Gesteinsmehl aus großenteils eckigen Komponenten dar (verfrachtete »Gletscher-

milch«), während sie im Blauschlick überwiegend aus tonigen Substanzen bestehen. Die Mineralkörner sind fast ausschließlich »kontinentale«. Das Korn wird im allgemeinen desto feiner, je mehr die Entfernung vom Inlandeise und damit auch die Meerestiefe zunimmt. Es finden sich alle Abstufungen von gut gerundeten bis zu eckigen Komponenten. Die Durchschnittstiefe beträgt für die Proben des »Gauss« 2666 m, das Minimum war 315 m, das Maximum 3670 m. Die Grundfarbe der Sedimente ist grau, mit gelblichen, grünlichen oder bräunlichen Tönen. Die auffallende Kalkarmut der glazialmarinen Sedimente — 24 von 33 Proben waren völlig kalkfrei, 8 andere enthielten $CaCO_3$ in Spuren bis zu 5%, nur in einer Probe mit höherem Kalkgehalt mengten sich reichlich die organogenen Bestandteile von Globigerinenschlamm bei, ein abnormer Fall, der nicht maßgebend sein kann — fällt zusammen mit der Seltenheit kieseliger Organismenreste, von denen insbesondere Diatomeen zu erwarten gewesen wären. Das wird in Verbindung mit der Beobachtung, daß die oberen Wasserschichten in den fraglichen Regionen keineswegs arm an kalkschaligem Plankton sind, verständlich durch die weitere Feststellung, daß diese organischen Reste sich in größten Mengen nördlich von der Packeiskante anhäufen und hier Globigerinen- und Diatomeenschlamme bilden. Wahrscheinlich beruhen alle diese Eigenschaften der glazialmarinen Sedimente auf einer Wirkung der Pettersson'schen Eisschmelzwasserströme, durch welche nicht nur ein Abtransport und eine Seigerung der minerogenen Bestandteile, sondern auch eine Fortführung der Planktonschalen bewirkt wird. Nicht weniger wichtig als die mechanische, transportierende Wirkung solcher Strömungen ist aber die auflösende Tätigkeit derselben. Da durch das sauerstoffreiche Wasser der Antarktis die reichlich vorhandene organische Substanz energisch zu Kohlensäure oxydiert wird, können sich selbst die massiveren kalkigen Hartgebilde benthonischer Tiere, die für einen mechanischen Abtransport viel zu schwer sind, nach dem Absterben derselben nicht erhalten; kaum etwas von dem reichen Material an lebenden Korallen, Mollusken, Brachiopoden, Bryozoen, Echinodermen usw., welches die Dredschzüge des »Gauss« zutage förderten, spiegelt sich im Sediment wieder, nur hin und wieder gefundene entkalkte Bryozoenzweige deuten auf die am Meeresboden in situ vor sich gehende Entkalkung hin. Ein Vergleich der glazialmarinen Ablagerungen der Antarktis mit arktischen Meeressedimenten ergab Philippi kaum irgendwelche Vergleichspunkte. Das dürfte einmal durch die bedeutend geringere Vereisung des Nordpolargebietes, dann aber auch durch die Einmündung mächtiger Ströme in das nördliche Eismeer zu erklären sein, welche ungeheure Mengen terrigenen Materials als Flußtrübe zuführen und ein dem typischen Blauschlick näher verwandtes Sediment erzeugen.

Die glazialmarinen Sedimente der hohen Südbreiten stellen also eine besondere glaziale Fazies der hemipelagischen Ablagerungen dar, die sich in manchen Punkten sehr wesentlich von dem Typus derselben

entfernt. Überall in ihnen finden sich große Gesteinsblöcke zerstreut, die von den abschmelzenden, tafelförmigen Eisbergen dieser Gegenden fallen gelassen worden sind. Die Tafelnatur der antarktischen Eisberge ist insofern für den Transport des mitgeschleppten Gesteinsmaterials von Wichtigkeit, als dieses hauptsächlich der Grundmoräne entstammt und daher vorwiegend an die Unterfläche der Eistafeln gebunden erscheint. Diese schmilzt aber bei den tafelförmigen Eisbergen, welche gerade in den inneren Teilen der Packeiszone die große Mehrzahl bilden, zuerst ab. Die meisten Eisberge dürften daher — und das stimmt mit den Sedimenten aufs beste überein — die Hauptmasse ihrer Gesteinseinschlüsse schon sehr frühzeitig und meist in den inneren Teilen der Packeiszone verlieren, daher mit verhältnismäßig wenig Gesteinsmaterial beladen in die äußeren Teile derselben eintreten.

Den glazialmarinen Sedimenten Philippis ähnliche Ablagerungen hat auch die schottische Südpolarexpedition auf der »Scotia« gefunden. Ein in größerem Abstande vom Inlandeis und in größerer Tiefe gefundenes Sediment bezeichnete J. H. H. Pirie in seiner ersten Veröffentlichung als »Blue Mud approximating to Red Clay« (170a), doch zeigt seine eigene Angabe, daß die hier 95—98% ausmachenden »fine washings« hauptsächlich aus feinstem Gesteinsmehl, dem glazialen Schleifmehl des Inlandeises, bestehen, am besten die Übereinstimmung mit den feinkörnigeren Arten der Sedimente des »Gauss«; und in der Tat finden wir in der späteren und ausführlicheren Beschreibung der Proben (298b) die Philippische Bezeichnung dafür angenommen.

Das Gebiet nördlich von Coats Land, wo diese Proben von der »Scotia« gelotet wurden, war auffallend arm an Eisbergen; Diatomeen fehlten auch in diesen Ablagerungen. Auch die Sedimente, welche die »Belgica« westlich Grahamland am Rande des antarktischen Kontinentes lotete, und welche H. Arctowski und A. F. Renard (125a, 136a) als sandigen oder kalkigen Schlamm bezeichneten, dürften mit den inneren Proben des »Gauss« zu parallelisieren sein. Daß alle die genannten Expeditionen reichlich gekritzte Glazialgeschiebe gefunden haben, bedarf keiner besonderen Erläuterung mehr.

Typischeren dunklen Schlick trägt von den Mittelmeeren zunächst das arktische Zentralbecken, wo sich nach Nansen (158b) ein brauner Tonschlick mit sehr geringem Kalkgehalt (höchstens 5%) und ohne Schalreste von Tieren absetzt, also fossilleeres minerogenes Sediment sich bildet. Daß dieser braune Ton am sibirischen Schelfhange bis zu 1400 m Tiefe hin von einer 10—11 cm dicken Decke grauen Tons überlagert wird, in welcher auch vereinzelte benthonische Foraminiferen vorkommen, erklärt Nansen als Wirkung einer neuzeitlichen Hebung der kontinentalen Küste, die dadurch näher an die Tiefsee heranrückte und ihre Denudationsprodukte entsprechend vorschob. Das Fehlen gröberer Mineralpartikel in dem im ganzen ziemlich feinkörnigen braunen Schlick wird dadurch verständlich, daß die fast geschlossen einher-

treibende Eisschollendecke in diesen Gegenden nur sehr wenig abschmilzt, so daß das in ihr enthaltene terrigene Material (eingeschlossene Blöcke und atmosphärischer Staub) erst im Bereiche von Ostgrönland reichlicher zur Ablagerung kommt.

Mit den Ablagerungen des europäischen oder norwegischen Nordmeeres haben uns ältere Mitteilungen von L. SCHMELCK (33), sowie neuere Untersuchungen von O. B. BOEGGILD (114) bekannt gemacht. Hiernach ist ein graues Sediment, der sogenannte »graue Ton« SCHMELCKS vorherrschend; er zieht sich aus dem Flachwasser bis in die größten Tiefen des Nordmeeres hinab, erscheint aber von 900 m ab bis in die größten Tiefen an der Oberfläche von brauner Farbe. Dieser »braune Ton« der norwegischen Autoren wird noch in die Unterarten des »Übergangstones« und des »Biloculina-Tones« zerlegt, welch' letzterer sich in 1500 oder 2000 m Tiefe einstellt. Während der graue Ton nur wenige Prozent $CaCO_3$ enthält, schwankt der Gehalt der oberflächlichen braunen Lage an dieser Substanz sehr stark. Am geringsten ist der Kalkgehalt in einem Gebiete, welches sich von der vulkanischen Insel Jan Mayen bis dreiviertel Weges nach Spitzbergen hinzieht, und man geht wohl nicht fehl, wenn man für diesen geringen Kalkgehalt einmal die für kalkiges Plankton ungünstigen Lebensbedingungen, dann aber auch Maskierung der Kalkkomponenten durch vulkanische Beimengungen, sowie ostgrönländischen und arktischen Eisbergschutt verantwortlich macht. Das Maximum des Kalkgehaltes zeigt nach SCHMELCK eine größeren Tiefen entsprechende, zwischen Island und Jan Mayen gelegene, südostnordwestlich gerichtete Zone, in welcher mehrfach Proben mit über 50%, einmal, von der »Ingolf«-Expedition, mit 61,34% gelotet wurden. Im allgemeinen liegt aber der Kalkgehalt der Sedimente der zentralen Teile des europäischen Nordmeeres zwischen 25 und 40%. Der Kalk dieser oberflächlichen Sedimentschicht wird außer von Globigerinen von der sehr häufigen benthonischen Foraminifere *Biloculina laevis* geliefert, und SCHMELCK bezeichnete daher dieses Sediment als Biloculinenton, obwohl kieselige Bestandteile weit über die Hälfte des Mergelsedimentes zusammensetzen. BOEGGILD hat diese Bezeichnung fallen gelassen und durch »Globigerinen-Ton« ersetzt, worin ihm auch PHILIPPI (242) und zuletzt MURRAY (280a) in seinem mit J. HJORT zusammen verfaßten Werk über die »Michael Sars«-Expedition gefolgt sind. Immerhin muß doch gesagt werden, daß dieses nördlichste Vorkommen von Globigerinenschlamm sich von dem tropischen Typus dieses Sedimentes nicht unerheblich unterscheidet, indem die starke Beteiligung durch Eis transportierter, allochthon-klastischer Materie gewisse Anklänge an den Blauschlick bewirkt. So hält denn auch PHILIPPI (242) z. B. den grauen Ton des Nordmeeres für nichts anderes als einen Blauschlick mit gewissen glazialen Zügen. Die Farbe des »braunen Tones« aber faßt er wohl mit Recht nur als den Ausdruck oberflächlicher Oxydation auf, wie solche im Gebiete des Blauschlicks an der Tagesordnung ist, wenn das Sediment

genügend lange dem oxydierenden Einflusse des Meerwassers unterlag. »Einen besonderen ‚Übergangston' zwischen Blauschlick und Globigerinenschlamm zu schaffen, erscheint nicht notwendig, da ja sämtliche marinen Sedimente naturgemäß durch Übergänge miteinander verknüpft sind« (PHILIPPI). Der grüne »Rhabdammina-Ton« endlich, der nach SCHMELCK den Boden der flachen Randzone des Nordmeerbeckens, besonders gegen Norwegen und Spitzbergen, aber auch östlich von Island, bedeckt, ist wohl als eine an Kieselsäure sehr reiche Abart des Blauschlicks zu betrachten. Die Übereinanderschichtung des grauen Tones und der braunen, stärker oxydierten Decke hat FR. NANSEN (158b) zur Annahme von Niveauverschiebungen geführt. Der »graue Ton« hat, ganz abgesehen davon, daß seine Korngröße mit zunehmender Tiefe abnimmt, stets gröberes Korn als die nach der Tiefe zu stetig mächtiger werdende braune Decke und stimmt in der Korngröße gut mit den Ablagerungen des Nordpolarbeckens überein. Es dürfte daher gerechtfertigt sein, für seine Bildung in einer nicht zu fernen Vergangenheit eine reichlichere Zufuhr von kontinentalem Gesteinsmaterial anzunehmen. Nach NANSEN müßte das in oder vor der Eiszeit stattgefunden haben, als die umgebenden Schelfe Festland oder Inseln waren, das Nordmeerbecken also viel mehr eingeengt war, als jetzt und namentlich auch ein landfester Island-Färöer-Rücken das warme atlantische Wasser fernhielt, so daß sich mehr Treibeis bilden konnte. Hierdurch würde dann gleichzeitig die Kalkarmut der grauen Tone auf ungünstige Lebensbedingungen für kalkschaliges Plankton zurückgeführt sein.

Über die Sedimente des Australasiatischen Mittelmeeres haben uns die Challenger-Expedition und die Reise der »Siboga« unterrichtet. Nach der Angabe des Leiters dieser holländischen Expedition, MAX WEBER (146b), füllt typischer blauer Schlick die Tiefenbecken dieses Mittelmeeres. Das gilt insbesondere von der Bandasee, deren Nachbarinseln reichlich kontinentalen Detritus liefern, welchen die kräftigen Strömungen verteilen. Entsprechend den im Plankton zahlreich auftretenden Globigerinen ist auch der Kalk stellenweise einmal reichlicher (bis 31%), aber der mineralische Schlick bleibt doch fast überall überwiegend. Auch hier besitzt der blaue Schlick eine $2^1/_2$—4, seltener, und zwar in den größeren Küstenentfernungen, bis 10 und 15 cm dicke kaffeebraune Oberschicht, welche eine breiig-flüssige Konsistenz hat; darunter wird das Sediment immer zäher, die Farbe erst grau, dann blaugrau, blaugrün und zuletzt dunkelblau. In der braunen Oberschicht sind die Kalkschalen noch gut erhalten; in den tieferen Schichten schwinden sie jedoch mehr und mehr, und man geht wohl nicht fehl, hier eine Kalkauflösung anzunehmen, wie sie mehr oder weniger alle an organischer Substanz und an Schwefeleisen reichen Sedimente zeigen, wobei auf die im Anschluß an die Untersuchungen von L. SUDRY über die Sedimente der Lagune von Thau gemachten Bemerkungen zurück verwiesen sei. Wie auf allen solchen Schlickböden ist auch in der Bandasee die Bodenfauna

arm. Beim Dredschen erhielt die »Siboga« Kalkkonkretionen bisweilen von der Größe eines Kinderkopfes, die an der Luft rasch weiß wurden. In den nördlicheren Tiefenbecken dieses Mittelmeeres, welche der »Challenger« zweimal durchfuhr, hatten einzelne Proben überhaupt keinen oder nur einen ganz geringen Kalkgehalt; nur eine Probe in der Sulusee aus 4070 m besaß 14,6%, eine andere aus der Chinasee, unweit von den Philippinen, aus 1920 m sogar 22%; sonst überwogen durchaus die terrigenen Mineralkomponenten. Dieses Verhalten des Australasiatischen Mittelmeeres ist um so bemerkenswerter, als sowohl das Romanische Mittelmeer und das Rote Meer, wie auch das Amerikanische Mittelmeer ganz abweichend davon kalkreichere Sedimente, die man als Mergel- oder gar als Kalkschlick bezeichnen muß, liefern.

Eine lokale Fazies des dunklen oder blauen Schlickes sind die Vulkansande und -schlicke. Vulkanische Sedimente können an jeder Küste vorkommen, an welcher Ergußgesteine auftreten oder noch tätige Vulkane liegen. Am charakteristischsten entwickelt finden sie sich jedoch um vulkanische Inseln der Hochsee oder um submarine Ausbruchspunkte. In größerem Abstande von den Eruptionsstellen gehen diese Sedimente in normalen Blauschlick oder in Kalkschlick über. Daß Übergänge in Ablagerungen des flacheren Wassers und anderseits in eupelagische Sedimente vorkommen müssen, liegt auf der Hand. Die Farbe ist meist dunkelgrau, -braun oder gar schwarz. Im allgemeinen ist die Beschaffenheit mehr erdig als zähe. Während bei dem blauen Schlick unter den Mineralbestandteilen der Quarz überwiegt, neben Orthoklas, Hornblende usw., d. h. den Mineralien von Tiefengesteinen oder kristallinen Schiefern (sogenannte »kontinentale« Mineralkörner), dominieren hier die Bestandteile junger vulkanischer Ergußgesteine. Neben vulkanischen Gläsern sind dieses Sanidin, Plagioklas, Augit, rhombischer Pyroxen, Biotit usw. Es fehlt diesen Sedimenten bezeichnenderweise der in den normalen Blauschlicken sonst so weit verbreitete Glaukonit. Nur wo Mineralien kontinentalen Ursprungs beigemengt sind, wie das z. B. die »Valdivia« (203) an der sumatranischen Küste fand, stellt sich auch wohl Glaukonit ein. Im übrigen ist die Zusammensetzung der hierher zu stellenden Sedimente nach Ort, Tiefe und beigemengten Organismenresten sehr variabel. Die Tiefen, aus denen die »Valdivia« vulkanische Sedimente lotete, liegen zwischen 70 und 5532 m. Im Kalkgehalt ist Ähnlichkeit mit dem Blauschlick vorhanden. Von den Proben des »Challenger« zeigten die vulkanischen Schlamme im Durchschnitt 20,5%, die Sande 28,8% $CaCO_3$. Die »Valdivia« fand subantarktische hierherzustellende Sedimente kalkfrei, eine Erscheinung, welche wohl auf dieselbe Weise zu erklären ist, wie die Kalkarmut bis -freiheit der glazialmarinen Sedimente. Wo Kalkgehalt vorhanden ist, ist er zur Hälfte auf pelagische Foraminiferen zurückzuführen; doch geht der Betrag von diesen in den geringeren Tiefen darunter, in den größeren darüber. Unter den Lapilli dieser Ablagerungen bemerkten Murray

und Renard (70) besonders solche basaltischer und andesitischer Gesteine, vor allem auch in glasiger Ausbildung und mehr oder weniger weit zu »palagonitischer« Substanz zersetzt. Bezeichnenderweise ist die Korngröße der vulkanischen Ablagerungen nicht einfach eine Funktion der Tiefe, bzw. Wasserbewegung. »Während die Gemengteile der Flugaschen in einer Probe ungefähr die gleiche Größe besitzen, was leicht zu verstehen ist, sind die Gesteinsbrocken, die submarinen Ausbrüchen ihr Dasein verdanken, auffallend ungleichförmig, teilweise sogar sehr grob und zeigen meistens keine Spuren von Abrollung. Derartige Sedimente traf die »Valdivia« nordöstlich und südöstlich von der Bouvet-Insel ..., außerdem an der Eiskante ..., meist in sehr bedeutenden Tiefen (zwischen 2268 und 5532 m)« (203). Bemerkenswert hierbei ist die große Feinkörnigkeit der benachbarten Diatomeenschlamme. Vulkanische Sedimente der besprochenen Art umrahmen nicht nur die meisten der hohen pazifischen Inseln, sondern bedecken z. B. auch die langgestreckten Rücken, über denen die Kermadec- und Tonga-Inseln aufsteigen. Von submarinen Ausbruchsstellen her beherrschen sie weite Flächen zwischen den Fidschi-Inseln und Neukaledonien in Tiefen zwischen 2000 und 3000 m. Schon Murray und Renard berechneten die von ihnen bedeckten Flächen des Meeresgrundes auf 1 920 000 qkm.

Eine örtliche Variante des blauen Schlicks ist auch der rote Schlick; er ist der Vertreter jenes verbreiteteren Sedimentes an subtropischen und tropischen Küsten, die aus binnenländischen Löß- oder Laterit-gebieten eine reichliche Zufuhr feiner Sinkstoffe erhalten, welche durch Eisenoxyde gelblich oder rötlich gefärbt sind. Das gilt insbesondere vom südamerikanischen Schelf, welcher auf seinem Abfall zum Ozean von den Guayanas bis nach Südbrasilien einen überwiegend rotbraunen bis ziegelroten Schlick trägt. Die auffallende Farbe dieses Sedimentes entstammt lateritischen Substanzen, welche Orinoco, Amazonenstrom und andere Flüsse in das Meer führen. Nach Murray und Renard (70) bedecken solche roten Sedimente hier 256 000 qkm. Aber auch Teile der afrikanischen Sockelböschungen und der ostchinesischen Meere (des »Gelben Meeres«) an der Mündung des »Gelben Flusses« (Hwangho) und der des Yang-tse-Kiang tragen ähnliche Sedimente. Dieser rote Schlick ist offenbar der vorhin mehrfach erwähnten braunen Oberschicht des blauen Schlicks unmittelbar gleich zu setzen. Obwohl im roten Schlick ebenso viele organische Substanz vorhanden ist, wie in den verwandten Sedimenten, genügt dieselbe doch nicht, die Übermenge der vorhandenen Eisenoxyde zu reduzieren und in Eisensulfide umzuwandeln. Der Kalkgehalt von 10 vom »Challenger« gesammelten Proben schwankte zwischen 6 und 61% und betrug im Mittel 32,28%. Derselbe ging zur Hälfte auf Foraminiferen, besonders des Planktons zurück, zur anderen Hälfte auf andere Organismen. Bemerkenswert ist jegliches Fehlen von Glaukonit. Mineralien vom Festlande bildeten 10—25% feinste Abschlämmteilchen $^1/_3$ bis $^2/_3$ der ganzen Masse.

Glaukonitische Sedimente.

Vom blauen und roten, sowie Vulkanschlick, die einander ziemlich nahe stehen, weiter ab stehen die glaukonitischen Sedimente, Grünsand und Grünschlick, die sich durch einen besonderen Reichtum an neugebildeten Glaukonitkörnern und glaukonitischen Steinkernen auszeichnen. Sie gehören zu den am längsten bekannten Meeressedimenten, denn schon BAILEY (2a) und VON POURTALÈS (11) konnten um die Mitte des vorigen Jahrhunderts die Bildung rezenter Grünsande an der atlantischen Küste der südlichen Vereinigten Staaten nachweisen. Seitdem sind glaukonitische Sedimente an vielen Kontinentalküsten gefunden worden, vor allem dort, wo steile, aus Urgebirgsgesteinen bestehende Berge ans Meer treten und wo keine bedeutenden Flüsse einmünden. Das ist besonders an sogenannten Längsküsten der Fall. Die fraglichen Sedimente enthalten auffallende Mengen von grünen Glaukonitsteinkernen kalkabscheidender Organismen, wie Globigerinengehäusen, Echinidenstacheln, aber auch Spongiennadeln, daneben aber unregelmäßig geformte, abgerundete Glaukonitkörner und eine ebenfalls grüne, amorphe Masse anscheinend organischer Abkunft, da sie, im Platintiegel erhitzt, schwarz wird und eine von Eisenoxyd gefärbte Masse hinterläßt. Die typischen Glaukonitkörner sind von schwärzlichgrüner Farbe; von diesen sind die wenigsten glatt und einheitlich, die meisten sind traubig oder beerenförmig und zeigen deutlich an, daß sie aus der Verwachsung mehrerer Körner geringerer Größe entstanden sind. Die Oberfläche der Körner ist meist glänzend glatt und erscheint oft wie lackiert. Die Größe bleibt in der Regel unter 1 mm Durchmesser. Die Glaukonitsteinkerne von Foraminiferen sind in der Regel heller grün gefärbt. Daneben kommen aber auch Steinkerne mit gelben und braunen Füllungen vor. Hierauf ist noch zurückzukommen.

Glaukonit ist sehr häufig analysiert worden, doch schwanken die Resultate innerhalb ziemlich weiter Grenzen. Ich gebe zum besseren Verständnis des Folgenden eine Zusammenstellung älterer und neuerer Analysen.

	1	2	3	4	5
SiO_2	56,62	51,15	49,12	46,90	47,46
Al_2O_3	12,54	7,61	7,09	4,06	1,53
Fe_2O_3	15,63	18,83	25,95	27,09	30,83
FeO	1,18	2,78	0,89	3,60	3,10
CaO	1,69	—	—	0,20	—
MgO	2,49	4,54	3,10	0,70	2,41
K_2O	2,52	7,80	7,02	6,16	7,76
Na_2O	0,90	—	—	1,28	—
H_2O	6,84	siehe bei Glühverlust		9,25	7,00

Hierzu bei 1 eine Spur MnO. Glühverlust bei 2: 7,80, bei 3: 7,12 %.

1. Glaukonit vom australischen Kontinentalabhang südöstlich von Sydney aus 750 m nach Murray und Renard (70). 2. Glaukonit von der Agulhasbank aus 201 m nach W. A. Caspari (236b). 3. Glaukonit aus dem Stillen Ozean auf der Höhe von Panama aus 1017 m nach demselben. 4. Glaukonit von der Agulhasbank aus 214 m nach von Gümbel (45e). 5. Glaukonit vom Kontinentalabfall Kaliforniens aus 317 m nach L. W. Collet und G. W. Lee (175, 176).

Die wesentlichsten Bestandteile sind demnach Kieselsäure, Eisenoxyd, Kali und Wasser, und Gümbel war im Recht, wenn er den Glaukonit als ein gewässertes Kali-Eisenoxydsilikat bezeichnete, eine Zusammensetzung, welche bei der grünen Farbe zunächst auffällig sein mußte. In sehr wechselnden Mengen ist Tonerde im Glaukonit enthalten. Am wenigsten geben Collet und Lee (175, 176) von dem Glaukonit des kalifornischen Kontinentalabfalles mit 1,53% an. Wie die übrigen angeführten Analysen indes zeigen, geht ein solcher geringer Gehalt an Tonerde mit einem höheren Gehalt an Eisenoxyd jeweils parallel, so daß die Summe beider immer nur um wenige Prozent schwankt. Vielleicht liegen in den analysierten Vorkommnissen die verschiedenen Stadien jener allmählichen Umwandlung vor, welche die beiden letztgenannten Autoren für die Glaukonitbildung festgestellt zu haben glauben. Das erste Stadium der Bildung dieses Minerals soll nämlich eine graue, ausschließlich aus Ton, also Aluminiumsilikat, bestehende Substanz darstellen; die gelben und braunen Körner sollen die verschiedenen Stadien der Ersetzung der Tonerde durch Eisenoxyd anzeigen, und erst ein dritter Vorgang, die Aufnahme von Kali und Wasser, würde die Glaukonitbildung beendigen. Eisenoxydul, Kalk und Magnesia finden sich in wechselnden Mengen, können aber ganz fehlen und sind zum Teil vielleicht auf mechanische Beimengungen, wie kalkige Skelettsubstanzen, zurückzuführen. Ein kleiner Natrongehalt scheint manchmal vorzukommen, da einen solchen sowohl der »Challenger«-Bericht, wie von Gümbel angeben. Ob nach alledem dem Glaukonit eine stöchiometrische Formel zukommt, muß zweifelhaft erscheinen. Nach Caspari (236b) könnte man, wenn Al_2O_3 in Fe_2O_3 und MgO, FeO in K_2O umgerechnet werden, zu der Zusammensetzung $KFeSi_2O_6 . H_2O$ gelangen. Der Glaukonit ist aber wahrscheinlich kolloidal-amorph und daher seine schwankende Zusammensetzung verständlich; seine Doppelbrechung ist vielleicht Spannungsdoppelbrechung. Ob dasselbe allerdings für alle fossilen Glaukonite gilt, muß nach den bisher vorliegenden Untersuchungen als zweifelhaft gelten.

Häufige Begleiter des Glaukonits sind Pyrit und Magneteisen. Fast gesetzmäßig kann man auch sein Zusammenvorkommen mit Phosphoritknollen nennen; beide finden sich mit Vorliebe dort, wo kalte und warme Strömungen zusammentreffen.

Aus dem Vorkommen und der chemischen Zusammensetzung des Glaukonits dürften sich die folgenden Schlüsse über seine Entstehungsbedingungen ableiten lassen (203). Seine Bildung aus einem Tonerde-

silikat und sein Kaligehalt lassen vermuten, daß Kalitonerdesilikatmineralien dieselbe begünstigen. Solche sind nun als Kalifeldspat und Kaliglimmer in den kontinentalen Gesteinen weit verbreitet, während die Gesteine der ozeanischen Vulkaninseln überwiegend basisch und arm an Kaliverbindungen sind. Die Oxydform des Eisens im Glaukonit deutet darauf hin, daß seine Bildung unter starker Oxydation stattfindet. Daß dieses zutrifft, darauf weist nichts besser als die Agulhasbank hin, in deren Nachbarschaft sich sehr reichlich Glaukonit bildet. Dieser Bank wird in ungeheuren Mengen organische Substanz zugeführt, welche hier in Verwesung übergehen muß und eigentlich alles andere als gerade Oxydation erwarten läßt. Aber über dieser verwesenden Substanz wird auch das Wasser durch reißende Strömungen beständig erneuert und dadurch die auch für die Glaukonitbildung nötige Oxydation gewährleistet. Aus demselben Grunde müssen kalte und sauerstoffreiche Meeresströmungen die Bildung unseres Minerales begünstigen, welches wir daher häufiger an den West- als an den Ostküsten der Südkontinente antreffen. So ist z. B. nach Murray-Philippi Glaukonit an der Westküste von Australien und Südamerika sehr verbreitet, an der ostafrikanischen Küste hingegen nur schwach vertreten und fehlt völlig dem roten Schlick der brasilianischen Küste, obgleich hier im übrigen alle Bedingungen für seine Bildung gegeben zu sein scheinen.

Eine für den Geologen sehr wichtige Tatsache ist die Beschränkung des Glaukonits auf marine Bildungen. Der Grund seines Fehlens auch in den tieferen Süßwasserbecken ist wohl die viel weniger intensive Oxydation der organischen Substanzen, im Gegensatze zum offenen Ozean; da stärkere Strömungen im Süßwasser nur selten auftreten, so wird das Wasser der tieferen Schichten nur ungenügend erneuert und bleibt daher immer arm an Sauerstoff. Eine Folge dieser von Murray-Philippi angeführten ungünstigen Bedingung ist gleichzeitig das reichliche Vorhandensein organischer Säuren (»Humussäuren«) im Süßwasser, welche bekanntlich Eisen in Lösung gehen lassen. Dieses halten Collet und Lee (176) für den Grund des Fehlens unseres Minerals im Süßwasser. Ob gleichzeitig Bakterien, die nur auf das Meer beschränkt sind, bei der Bildung des Glaukonits eine Rolle spielen, ist eine bisher unbewiesene Möglichkeit.

Murray und Renard (70) hatten gemeint, daß rezente Glaukonitbildung nur in den Hohlräumen von Organismen vor sich gehe. »Feiner Schlamm drang in eine abgestorbene Foraminiferenschale ein und fand dort Reste von organischer Substanz vor, mit denen er sich vermengte. Bei der Zersetzung der Eiweißsubstanzen wurde Schwefelwasserstoff entwickelt, der zunächst das Eisen des Schlammes in Sulfid verwandelte. Dieses oxydierte sich später zu Eisenhydroxyd und Schwefelsäure, letztere zersetzte den fein verteilten Ton, indem sie die Tonerde löste und kolloidale Kieselsäure frei machte. Diese verband sich schließlich mit dem Eisenoxyd unter Aufnahme von Kali und Wasser und bildete

auf diesem Wege Glaukonit« (Murray-Philippi). Gegen diese Theorie der vorhin genannten Autoren lassen sich gewichtige Einwände erheben. Zwar ist Schwefelkies, worauf schon Gümbel (45e) aufmerksam gemacht hat, meist in der Nachbarschaft von Glaukonit vorhanden, wofür sich auch viele fossile Beispiele anführen lassen, aber niemals ist der Nachweis dafür erbracht worden, daß die Glaukonitbildung mit der Ausscheidung von Eisensulfid beginnt; ja nicht einmal ist erwiesen, ob Glaukonit und Schwefeleisen gleichzeitig oder nacheinander gebildet werden, was durchaus im Bereiche der Möglichkeit liegt. Schwefelsäure, die sich durch Zersetzung von Eisensulfid bildete, hätte sich wahrscheinlich auch eher mit im Schlamm fein verteiltem Kalk oder dem der Foraminiferenschalen verbunden, als den viel widerstandsfähigeren Ton zu zerlegen. Zudem haben Collet und Lee (175, 176) ja wahrscheinlich gemacht, daß das Eisen erst während eines zweiten Stadiums in die werdende Glaukonitsubstanz unter sukzessiver Ersetzung der Tonerde eintritt. Glaukonitbildung erfordert aber auch noch andere Substanzen als Ton, und es scheint, »daß Glaukonit sich nicht aus schon vorhandenem Tone bildet, sondern mit Vorliebe bei der Zersetzung ursprünglich frischer Kali-Tonerdesilikate in statu nascendi des Tones entsteht« (Murray-Philippi). Vielleicht bewirkte die Verwesung organischer Substanz, die sicherlich in irgendeiner Beziehung zur Glaukonitbildung steht, die Entstehung kolloidaler Tonsubstanz, die dann ihrerseits Kali adsorbierte. Übrigens entsteht die Glaukonitsubstanz nicht ausschließlich in den Hohlräumen von Foraminiferenschalen usw. Schon von Gümbel (45e und 51) fand in Grünsand von der Agulhasbank, welchen die »Gazelle« gelotet hatte, »viele Quarzkörnchen mit einem dünnen grünlichen Anflug überdeckt und auf feinen Rissen und Spältchen von einer grünen Substanz durchzogen, die in Salzsäure sich löst und wie Glaukonit sich verhält«. Dann haben neuerdings die sorgfältigen Untersuchungen von L. Cayeux (Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Lille 1897) an Glaukonitgesteinen des Mesozoikum und Tertiärs das häufige Vorkommen des Minerals als Umkleidung von Quarzkörnern, auf Spaltrissen von Feldspat, als Pseudomorphose nach Calcit, als Pigment usw. nachgewiesen, also augenscheinlich unabhängig von organischer Substanz, jedenfalls nicht direkt abhängig von Organismenresten und ihren Skeletten. — Die große Mehrzahl der rezenten Glaukonitkörner stellt keine Foraminiferensteinkerne dar, sondern besitzt ganz unregelmäßige Formen. Gleichwohl mag auch ein Teil dieser ursprünglich in der Form von Steinkernen gebildet worden sein, die umgebenden Schalen wurden aber beim Weiterwachsen gesprengt und bis zur Unkenntlichkeit deformiert.

Am günstigsten für die Bildung des Glaukonits scheinen die Bedingungen in der Nachbarschaft der Hundertfadenlinie zu liegen, mit abnehmender Häufigkeit kommt er aber noch bis zu Tiefen von 2000 Faden vor. Die »Valdivia« lotete glaukonitische Sedimente einmal in

Tiefen, die mehrfach oberhalb der Hundertfaden- oder 200 m-Linie lagen, zum anderen fand sie jedoch vereinzelte Glaukonitkörner selbst in küstenfernem Globigerinenschlamm, ja in rotem Ton des südatlantischen Ozeans, die trotz ihres anscheinend pelagischen Charakters von Kontinentalmineralien erfüllt sind. Offenbar haben in diesen Fällen die Glaukonitkörner und die sie begleitenden Quarze verwandte Herkunft, doch entzieht sich der Ursprung beider vorläufig noch unserer Kenntnis.

Über die geographische Verbreitung der Grünsande und -schlicke verdanken wir Collet und Lee (175, 176) und Collet (198) die letzten beiden Zusammenstellungen, deren erster auch eine allerdings ziemlich rohe Karte beigefügt ist. Grünsande und -schlicke fanden sich bisher im nordatlantischen Ozean längs den Küsten von Portugal und Spanien, an der Ostküste der Vereinigten Staaten südlich vom Kap Hatteras (11, 50a 1) und nordöstlich von Cuba, sowie an verschiedenen Punkten der Westküste von Afrika, im Indischen Ozean an vielen Stellen längs der Ostküste von Afrika, sowie der West- und Südküste von Australien. Schon lange bekannt (7a) und sehr wichtig sind die glaukonitischen Sedimente der Agulhasbank, die hier in großer Verbreitung den Boden außerhalb der Hundertfadenlinie bedecken und sich durch großen Reichtum an Phosphoritkonkretionen auszeichnen. Eine größere Zahl von Orten im Australasiatischen Archipel und im Pazifischen Ozean lieferten glaukonitreiche Sedimente, u. a. die Ostküste von Japan und längs der Westküste der Chatham-Insel, aber nirgends von solcher Reinheit, wie die von der »Tuscarora« längs den kalifornischen Steilgestaden aus 200—700 m geloteten schwarzgrünen Schlicke voll dunkler Glaukonitkörner von 0,6 mm Durchmesser. Alle Fundorte liegen in relativer Küstennähe.

Nur wenige Angaben über die übrigen Bestandmassen glaukonitischer Sedimente mögen hinzugefügt werden. Der Kalkgehalt derselben ist sehr wechselnd, von geringen Spuren bis zu 56%. Im Durchschnitt enthielten die »Challenger«-Proben 26%; mit der Tiefe scheint der Kalkgehalt zu wachsen. In den küstenferneren Grünschlicken ist derselbe hauptsächlich auf die Schälchen pelagischer Foraminiferen und die Hartgebilde der Coccolithophoriden zurückzuführen, während in den küstennahen Grünsanden mehr die benthonischen Foraminiferen die Oberhand bekommen. Von kieseligen Organismen fand die »Valdivia« (203) einmal 25%, vorwiegend Schwammnadeln. Sehr reichlich finden sich Mineralteile, von denen auf der Agulhasbank bis 40, ja 50% des Sedimentes gebildet werden. Merkwürdigerweise fand die »Valdivia« in den dort geloteten Sanden außer Glaukonit nur noch Quarzkörner, nichts von den sonst an einer Kontinentalküste zu erwartenden Silikaten, insbesondere Feldspäten. Dies scheint den Gedanken nahezulegen, daß dieselben bei der Glaukonitbildung verbraucht wurden. Sonst sind in Glaukonitsedimenten alle möglichen Mineralien festgestellt

worden, wie Feldspat, Hornblende, Magnetit, Augit, ferner Turmalin, Zirkon, Granat. Feinstes grünes Schlämmprodukt betrug bei den »Challenger«-Proben durchschnittlich 34% der Masse, nie unter 9, einmal 84%, deutlich mit der Meerestiefe zunehmend.

Die Angabe von MURRAY und RENARD, daß solche Sedimente ein Gebiet von 2 650 000 qkm des Meeresbodens bedecken, hat nach den vielfachen neueren Funden als zu niedrig zu gelten.

Beim Dredschen auf Glaukonitboden stellen sich fast gesetzmäßig kleinere oder größere Phosphoritkonkretionen ein, deren Bildung wir nunmehr verfolgen wollen. Die »Challenger«-Expedition fand solche Konkretionen in großer Zahl und von oft beträchtlichen Dimensionen (bis zu 6 cm Durchmesser), meist von wunderlich unregelmäßiger Gestalt, außen von glasigem Aussehen, gewöhnlich mit dünnem Anflug von schmutzigbraunen Eisen- und Manganoxyden, häufig oberflächlich durch Anbohrungen zerstört. Besonders reichlich finden sie sich auf der Agulhasbank, wo sie vom »Challenger«, von der »Gazelle«, der »Valdivia« und neuerdings von den Schiffen des »Department of Agriculture« der Kapkolonie in großen Mengen gedredscht wurden. Als weitere Fundorte gibt COLLET (198) an die Ostküste von Spanien, die Ostküste von Japan, die Ostküste Australiens, die Küste von Chile, sowie den Meeresboden zwischen den Falklandsinseln und der Mündung des Rio de la Plata. AL. AGASSIZ (50a 1) fand sie entlang den atlantischen Küsten von Nordamerika bis in die Straße von Florida hinein. Die eingehendste Untersuchung haben die Phosphatkonkretionen der Agulhasbank erfahren, zuletzt durch COLLET (167a, vgl. auch 167, 168) und durch MURRAY und PHILIPPI (203). COLLET unterschied an seinem überaus reichen Material zwei Haupttypen: 1. Phosphoritknollen mit Foraminiferen oder anderen Organismen, deren Kalkschalen häufig durch das Kalziumphosphat »pseudomorphosiert« sind und die in einigen Fällen als Kerne dienen, um die sich andere, konzentrische Zonen abzusetzen scheinen. 2. Phosphoritknollen ohne Foraminiferen, bzw. andere kalkige Organismenreste. Die Phosphatsubstanz scheint nur die Glaukonitkörner und die klastischen Mineralien zu zementieren. Auch die Knollen zweier »Valdivia«-Stationen im Gebiete der genannten Bank, südlich von der Mossel-Bay aus 155 m Tiefe und auf der Höhe des Kaps der Guten Hoffnung aus 318 m, entsprechen diesen beiden Typen bis zu einem gewissen Grade, so daß wir annehmen dürfen, daß mit jener Einteilung etwas Richtiges erfaßt wurde. Der Gehalt an phosphorsaurem Kalk ($Ca_3(PO_4)_2$) schwankt zwischen etwa 30 und 50%. Gewisse Knollen — die »nodules jaunes« COLLETS — enthalten bis über 23% Fe_2O_3. COLLET hat gemeint, daß der Eisengehalt dieser Knollen auf eine Zersetzung von Glaukonit zurückzuführen sei. Das ist bei Stücken, die die »Valdivia« dredschte, unwahrscheinlich, da sonst doch wohl sicher auch Quarz, der ständige Begleiter des Glaukonits, vorhanden wäre, und da wohl in dem Falle einer so starken Zer-

setzung besonders auch die zarten Gehäuse der Foraminiferen stark gelitten hätten, was nicht der Fall ist. Wahrscheinlich schlug sich das Eisenhydroxyd bereits als solches bei dem Prozesse der Phosphoritisierung nieder. Sehr auffällig ist ein Gehalt an $CaSO_4$, der in manchen Analysen über 14% erreicht. Der Gehalt an kohlensaurem Kalk schwankt innerhalb weiter Grenzen und hängt hauptsächlich von der Beteiligung kalkschaliger Organismen ab. Doch findet sich gelegentlich auch neugebildeter kristallinischer Kalkspat, so in homogenen Knollen von der erstgenannten »Valdivia«-Station aus 155 m. Es handelt sich um den »nodules jaunes« nahestehende, dem ersten Typus Collets entsprechende Fälle. Die Analyse einer solchen homogenen, von Glaukonit oder detritogenen Mineralien fast freien Knolle ergab:

SiO_2	3,02
$Ca_3(PO_4)_2$	28,06
$CaCO_3$	33,14
$CaSO_4$	14,65
$MgCO_3$	4,80
Fe_2O_3	15,91
Al_2O_3	2,94
	102,52

Andere, ähnliche Stücke enthielten vereinzelte Glaukonitkörner und zeigten auch beginnende Glaukonitbildung im Innern von Foraminiferengehäusen. Nach Murray und Philippi (203) handelt es sich in diesen homogenen Knollen um phosphoritisierte Globigerinenschlamme, wie sie sich nicht selten in größerem Abstande von der Küste des Kaplandes bilden. Die Phosphoritbildung dürfte im wesentlichen auf die Matrix beschränkt geblieben sein, indem der feinste Kalkschlamm, die kleinsten Foraminiferengehäuse und die Hartgebilde der Coccolithophoriden, die in den Dünnschliffen nicht mehr nachweisbar sind, dem Phosphoritisierungsprozesse zum Opfer fielen. Andere bis faustgroße Knollen sind aus vielen kleinen Knöllchen zusammengesetzt, deren regellose Verwachsung die Unregelmäßigkeit der äußeren Form bedingt. Die kleinen Knöllchen sind z. T. offenbar Gerölle der ersten homogenen Art und wie diese von rostbrauner Färbung; daneben aber finden sich andere Typen, die in Färbung, Häufigkeit der eingeschlossenen Organismenreste usw. mannigfache Verschiedenheiten aufweisen. Die Gerölle umgibt oft ein grünlicher, an Glaukonit erinnernder, oder ein braunroter Saum, wie er mir übrigens ähnlich auch von fossilen Vorkommnissen bekannt ist. Diese Gerölle werden von einer grauen Matrix von abweichender Beschaffenheit zementiert; auffallend ist besonders deren größerer Reichtum an Glaukonitkörnern und mit Glaukonit erfüllten Foraminiferengehäusen. Außerdem bringen Verschiedenheiten in der Färbung, in der Größe der eingeschlossenen Foraminiferen und im Glaukonitgehalt mannigfache Abstufungen hervor, und

man gewinnt den Eindruck, daß es sich um ein allmähliches Weiterwachsen der zementierenden Substanz unter sehr verschiedenen Bedingungen handelt. Dafür würde auch eine Beobachtung Collets sprechen, welcher aus der Nachbarschaft des Kaps der Guten Hoffnung eine Knolle beschreibt, deren unterer, gelb gefärbter Teil fast ganz aus Foraminiferengehäusen besteht, während der obere, schwärzliche in großen Mengen Glaukonitkörner enthält. Die zusammengesetzten Knollen der »Valdivia«-Ausbeute sind sehr reich an größeren Organismenresten, wie Zweischalern, Schnecken, Brachiopoden und Korallen, die auf der Außenseite als Steinkerne oder Abdrücke erhalten sind, während sich im Innern der Knollen häufig noch die ursprüngliche Schalensubstanz vorfindet. In dem ursprünglich weichen, später phosphoritisierten Globigerinenschlamm, der einen Teil der Gerölle zusammensetzt, konnte diese Fauna nicht leben, erst nach Bildung der ersten Knollen, wahrscheinlich aber, als diese bereits ausgewaschen waren, ja sich möglicherweise auf sekundärer Lagerstätte befanden, war ihre Ansiedelung möglich. Ob die Phosphoritbildung zu Lebzeiten dieser Fauna ruhte, läßt sich nicht mit Sicherheit angeben, nach dem Absterben müssen sich aber die Hartgebilde mit weichem Schlamme gefüllt haben, der wiederum phosphoritisiert wurde. Das Auftreten dieser makroskopischen Fauna beweist ebenso wie der Unterschied zwischen Geröllen und Zement, daß die Phosphoritbildung an der betreffenden Stelle in mindestens zwei zeitlich getrennten Phasen vor sich ging.

Dem zweiten Typus von Collet entsprechen solche Phosphoritknollen, welche im wesentlichen einen phosphoritisierten Grünsand ohne viele kalkige Organismenreste darstellen. Knollen, welche die »Valdivia« am Kap der Guten Hoffnung aus 318 m dredschte, gehören hierher. Die Farbe ist ein dunkles Grün, die Oberfläche nicht so löcherig, wie bei dem anderen Typus, doch sind die Umrisse auch hier stets ganz unregelmäßig. Über faustgroße Knollen bestehen deutlich aus einer großen Menge Einzelknollen, die durch ein gelbliches Bindemittel miteinander verkittet sind. Der Glaukonitgehalt ist sehr verschieden, selbst innerhalb ein und derselben Knolle, was auf ein Weiterwachsen unter veränderten Verhältnissen hindeuten könnte. Neben dem Glaukonit findet sich meist sein häufigster Begleiter, der Quarz. Nicht selten sind Plagioklase, während Orthoklas ganz zurücktritt; auf dieses auffällige Überwiegen der Plagioklase über den Orthoklas in den glaukonitreichen Phosphoriten hat bereits Lee (167a) aufmerksam gemacht. Nur gelegentlich fanden sich vereinzelte Foraminiferengehäuse. Dagegen sind makroskopische Steinkerne höherer Tiere, wie Zweischaler, Schnecken, Brachiopoden, zahlreich vorhanden. Besonders interessant ist ein von der »Valdivia« erbeuteter und im »Valdivia«-Werk abgebildeter Steinkern eines irregulären Seeigels. Die Analyse einer solchen Knolle vom zweiten Typus wird von Murray und Philippi wie folgt mitgeteilt:

SiO_2	26,70
$Ca_3(PO_4)_2$	36,37
$CaCO_3$	10,53
$CaSO_4$	11,26
$MgCO_3$	4,67
Fe_2O_3	5,34
Al_2O_3	7,51
	102,38

Die große Menge SiO_2 geht auf Quarz, Glaukonit und andere beigemengte Silikate zurück. Der Gehalt an kohlensaurem Kalk ist wahrscheinlich in feiner Verteilung dem phosphorsauren Kalk beigemengt. Auffällig ist auch hier wieder der hohe Gehalt an schwefelsaurem Kalk. Merkwürdig ist, daß die Analyse trotz des unzweifelhaft vorhandenen Glaukonits kein Kali angibt, was übrigens auch von den Analysen des »Challenger«-Berichtes und bei COLLET gilt. Aber der Glaukonit der Phosphoritknollen unterscheidet sich, was auch aus der eingehenden Beschreibung von LEE (167a) hervorgeht, in keiner Weise von dem der normalen Grünsande. »Diese merkwürdige Tatsache« — meinen MURRAY und PHILIPPI (203) — »legt uns die Frage vor, ob das Alkali des Glaukonits wirklich in ihm chemisch verbunden ist, oder ob es nicht vielleicht in ihm wie in einem Ton lediglich absorbiert« (besser: adsorbiert!) ist. In letzterem Falle wäre es denkbar, daß das nur mechanisch gebundene Alkali bei der Phosphoritbildung verschwand«. Demgegenüber liegt aber auch die von MURRAY in einer Anmerkung erörterte Möglichkeit vor, daß wohl Kali vorhanden ist, aber dem analysierenden Chemiker in zu geringer Menge erschien, als daß er es für nötig befunden hätte, dieselbe quantitativ zu bestimmen. Da Glaukonit immerhin nur einen Bruchteil der Gesamtmasse einer Phosphatknolle ausmacht, an sich aber nur 7—8% Kali enthält, könnte die Gesamtanalyse einer solchen Knolle überhaupt nur wenig Alkali aufführen.

Bezüglich der Entstehung der marinen Phosphate stimmen die Anschauungen von MURRAY und RENARD (70), COLLET (167a) und MURRAY und PHILIPPI (203) wohl überein. Für die Entstehung von Phosphoritknollen am Meeresboden ist die Anwesenheit größerer Mengen in Verwesung befindlicher Tierleichen erforderlich. »Bei der Zersetzung der organischen Substanz bildet sich Ammoniak, das sich mit der in den Knochen, Zähnen usw. enthaltenen Phosphorsäure zu Ammoniumphosphat verbindet. Dieses wiederum zerfällt bei Anwesenheit von kohlensaurem Kalk in Kalkphosphat und kohlensaures Ammonium nach der Formel:

$$2\ PO_4(NH_4)_3 + 3\ CaCO_3 = (PO_4)_2Ca_3 + 3\ CO_3(NH_4)_2.$$

Während bei Anwesenheit von Kalk im Meeresschlamme eine Art von Pseudomorphose von Phosphorit nach Kalk stattfindet, handelt es sich

um eine Ausfällung aus dem Meereswasser, wenn ursprünglich kein Kalk im Sediment vertreten war« (Murray-Philippi). Übrigens haben Irvine und Anderson (Proc. Royal Soc. Edinb. **17**. 1891, p. 52) in einer Koralle, welche 6 Monate lang in Ammoniumphosphat gelegen hatte, 60% Kalziumphosphat nachgewiesen. Auch sei hier im Hinblick auf die eben erwähnte Ausfällung von Kalk an den »Zoophosphorit« erinnert, welcher in der durch O. M. Reis dargelegten Weise durch Ausscheidung in dem interfibrillären Protoplasma der Muskeln von früher lebenden Reptilien, Fischen, Anneliden und Cephalopoden, wie sie jetzt fossil in den Solnhofener Plattenkalken liegen, die histologischen Eigentümlichkeiten der quergestreiften Muskelfasern bis auf unsere Zeit erhaltungsfähig machte. Der Zusammenhang der Phosphoritentstehung mit der Verwesung großer Massen von Organismen geht ohne weiteres aus der geographischen Verteilung der oben bereits angeführten Fundorte hervor. »In den meisten hier genannten Regionen begegnen sich kalte, polare und warme äquatoriale Strömungen. Die raschen Temperaturveränderungen, die an diesen Stellen vor sich gehen, müssen ein Massensterben derjenigen marinen Organismen hervorrufen, deren Existenz an bestimmte Temperaturen des Meereswassers geknüpft ist.« Hierfür kommen aber nicht nur Planktonwesen, sondern auch Fische in Betracht.

Die von der »Valdivia«-Expedition gedredschten Phosphoritknollen sind z. T. abgerollt und von einer sessilen Fauna überrindet, die aber sehr schlecht erhalten ist. Starke Strömungen scheinen heute an den fraglichen Stellen die Phosphoritbildung ganz zu hindern. Durch das stark bewegte Wasser muß neugebildetes Ammoniumphosphat sehr rasch entfernt und so eine Reaktion auf den kohlensauren Kalk des Schlammes verhindert werden. Murray und Philippi folgern aus der Eigenart dieser Knollen eine zweimalige Hebung und dazwischenliegende Senkung des Meeresbodens im Gebiete der Agulhasbank. Produkt einer ersten Phosphoritbildung in tiefem und küstenfernen Wasser waren eisenreiche, homogene Primärknollen; diese wurden nach einer Hebung des Meeresbodens aus dem umgebenden Schlamme ausgewaschen und abgerollt, worauf sie mit einer sessilen Fauna besiedelt wurden. Diese leider sehr schlecht erhaltene Fauna scheint nicht älter als jungtertiär zu sein; hierfür würde auch ein in einer der »Valdivia«-Knollen eingeschlossener Carcharodon-Zahn sprechen, der wahrscheinlich zu der heute noch lebenden Art C. Rondeletii gehört. Die Hartgebilde dieser hauptsächlich benthonischen Fauna füllten sich mit einem an Glaukonit reicheren, viele Foraminiferen enthaltenden Schlamm, der auch die Zwischenräume zwischen den Primärknollen erfüllte und nun seinerseits, vielleicht während einer abermaligen Senkung des Meeresbodens, phosphoritisiert wurde, bis eine abermalige Hebung die gegenwärtigen Verhältnisse herstellte, unter welchen an den in Rede stehenden Stellen der Agulhasbank heute Phosphoritbildung offenbar

nicht statt hat. An anderen Stellen jedoch scheint solche noch heute ihren Fortgang zu nehmen, so insbesondere auf den Abhängen und solchen Flächen der Bank, wo dieselben nicht von heftigen Strömungen bestrichen wird.

Die Diskussion der Phosphoritbildung auf der Agulhasbank ergibt abgesehen von den besprochenen Schwankungen ein Vorherrschen der Hebungen des Meeresbodens, bzw. der negativen Strandverschiebungen. Hiermit stimmt außer anderen geologischen Beobachtungen auf dem benachbarten Festlande gut überein, daß Rogers und Schwarz an der Süd- und Westküste der Kapkolonie junge Meereskalke nachwiesen, welche eine rezente Hebung von 50—100′ wahrscheinlich machen.

Die Kalkschlicke.

Als »Korallenschlamme und -sande« wurden von den Naturforschern der »Challenger«-Expedition (70) kalkreichere Sedimente bezeichnet, welche sich auf den Abhängen der tropischen Korallenriffe in flachem und tiefem Wasser bilden und je nach der Entfernung von den Riffen und der Tiefe mehr Bruchstücke von Mitgliedern der Riff-Fauna oder mehr Planktonschalen enthalten. Während die »Korallensande«, die wir bereits oben bei den Bildungen des Schelfs unter den »detritogenen Kalkablagerungen« mitbehandelten, bis etwa 600 m Tiefe hinuntergehen, bilden die »Korallenschlamme« als feine, weißliche oder gelbliche, auch grünliche Schlicke die Sedimente in den größeren Tiefen bis zu etwa 3000 m und gehen schließlich in eine der eupelagischen Sedimentarten über. Der in allen diesen Sedimenten die Hauptmasse ausmachende kohlensaure Kalk betrug in den »Challenger«-Proben im Mittel 85%, in den größeren Tiefen etwas weniger, in den geringeren aber bis zu 90%. Als Lieferanten dieses kohlensauren Kalkes sind je nach der Tiefe benthonische Foraminiferen mit 40—2%, planktonische mit 10—56% beteiligt. Wo Übergänge in den eupelagischen Pteropodenschlamm erfolgen, häufen sich neben den Globigerinen die Schalen der pelagischen Pteropoden. Kieselige Organismenreste und Mineralbeimengungen erreichen beide keine 2%.

Derartige Sedimente sind, wie überhaupt der Pazifische Ozean den größten Reichtum an Korallenriffen besitzt, in größter Verbreitung in den tropischen Teilen dieses Weltmeeres verbreitet. Nach Murray und Renard sollen von den 10 Millionen qkm, die auf diese Korallensande und -schlicke entfallen, $5^1/_2$ Millionen dem Pazifischen, 3 dem Atlantischen und $1^1/_2$ dem Indischen Ozean zukommen. Doch meint Krümmel, daß diese Areale sicher zu hoch gegriffen sind.

Die Korallenschlicke sind in ähnlicher Weise Vertreter des Blauschlicks um Koralleninseln und -riffe, wie die vulkanischen Schlicke um ozeanische Vulkaninseln.

Zu den Kalkschlicken gehören indessen auch Kalksedimente, wie sie im Amerikanischen und im Romanischen Mittelmeer in großer Ver-

breitung auftreten, in letzterem nirgends im Zusammenhang mit Korallenriffbauten. Murray und Renard zählten die Sedimente des Romanischen Mittelmeeres zum Blauschlick, und von der blauen Signatur desselben findet man auf der dem »Valdivia«-Werk beigegebenen Sedimentkarte abgesehen von kleinen Flecken von Pteropodenschlamm auch die ganze Fläche des Mittelmeeres eingenommen. Indessen kann diese Auffassung ebenso wenig befriedigen, wie die Zurechnung der meisten Sedimente des Amerikanischen Mittelmeeres zum eupelagischen Globigerinenschlamm. Auf alle Fälle ist es gerade im Hinblick auf die Vergleichung mit fossilen Sedimenten — die ja, wenn nicht den litoralen, so doch in der Hauptsache den hemipelagischen Ablagerungen der Jetztzeit homologisiert werden müssen — von großer Wichtigkeit, die Eigenart solcher mittelmeerischen Sedimentbildungen besonders hervorzuheben und die bestehenden Unterschiede gegen die typischen Blauschlicke einer-, die eupelagischen Globigerinenschlamme andererseits gebührend zu betonen.

Die Sedimente des Amerikanischen Mittelmeeres sind uns besonders durch die Arbeiten von Al. Agassiz auf dem »Blake« (50a 1) und von Peake (120) auf der »Britannia« bekannt geworden, und J. Murray (44a, 120) hat einen großen Teil der erbeuteten Proben selbst beschrieben. Den tieferen Boden des karibischen, des Cayman-Yucatan- und des mexikanischen Beckens nimmt ein sehr hell gefärbter, weißer oder kreidig grauer Kalkschlick ein, der 70—80, vereinzelt sogar gegen 90% $CaCO_3$ enthält. Dieses Kalkkarbonat rührt von den Schalen zahlreicher pelagischer Organismen her, unter denen die Pteropoden womöglich noch häufiger sind, als die Foraminiferen. Insbesondere liefern von den ersteren namentlich die Gattungen Clio, Hyalaea, Triptera, Atlanta, Styliola usw. etwa die Hälfte des vorhandenen Kalkanteils des Sedimentes. Aber schon Murray selbst hat darauf hingewiesen, daß die reichliche Beimengung gröberer Mineralkörner und die sehr viel hellere Farbe wesentliche Unterschiede dieser mittelmeerischen Sedimente gegenüber den eupelagischen Globigerinen- und Pteropodenschlammen darstellen. Kieselige Reste von Radiolarien, Spongien und wenigen Diatomeen bilden nie über 5% des Ganzen. Unter den Mineralgemengteilen überwiegen solche vulkanischer Herkunft. In den inneren Teilen der Becken haben sie selten eine Größe von mehr als 0,1 mm Durchmesser, und man wird hier an die Flugaschen denken müssen, welche bei größeren Eruptionen z. B. der Antillenvulkane im Jahre 1902 viele Hunderte von Kilometern weit über das Meer verfrachtet wurden. In größerer Landnähe brachte der »Blake« selbst aus erheblichen Tiefen Kiese und Steine mit der Dredsche herauf. Der charakteristische pteropodenreiche Kalkschlick der genannten Tiefenbecken beherrscht auch den Boden des Floridastromes in den Engen bis auf die Höhe von Jupiter Inlet; erst weiter nördlich stellt sich dann eupelagischer Globigerinenschlamm ein. Der Floridastrom überströmt an der linken

Seite das zuerst von L. F. von Pourtalès (11) beschriebene und nach ihm Pourtalès-Plateau benannte submarine Felsplateau aus festem Kalkstein. Diese rezente Bildung beherrscht ein Areal von 4000 qkm in 200—550 m Tiefe in wenig geneigter Fläche und regeneriert sich ständig aus den Trümmerprodukten der zahlreichen, das Plateau besiedelnden »Tiefsee«-Korallen, Echinodermen und Mollusken, welche z. T. durch Serpularöhren zusammengehalten werden. Doch sind offenbar auch Kalkalgen an dieser Verfestigung beteiligt. Die Zwischenräume füllen sich z. T. mit Foraminiferen. Eine Analyse von Sharples (15b) ergab für diesen Kalkstein 96,96% $CaCO_3$, 1,2% $Ca_3(PO_4)_2$, 2,12% SiO_2. Zum Vergleiche sei eine Analyse des lockeren Kalkschlicks vom Boden des Floridastromes (von demselben Analytiker) (1) und noch eine weitere von einer der dort häufigen Phosphoritkonkretionen (2) gegeben:

	1	2
SiO_2	1,52	0,49
Fe_2O_3	0,31	14,77
$CaCO_3$	85,62	36,50
$MgCO_3$	4,26	10,56
$Ca_3(PO_4)_2$	0,18	35,54
Organ. Substanz + H_2O	8,15	1,46
	100,04	99,32

Bezüglich der letzteren mag noch erwähnt sein, daß aus dem SW. von Sand Key, Florida, aus 229 m Tiefe eine Knolle stammt, deren die kalkigen Organismenreste zementierende, braungelbe Phosphoritsubstanz nach Murray (44a) eine ähnliche Diffusionsbänderung erkennen ließ, wie sie von den Achaten bekannt ist.

Ähnliche Böden wie unter dem Floridastrom fanden sich übrigens auch entlang der Nordküste von Cuba, wenn auch in größeren Tiefen (500—800 m).

Die Stärke der Floridaströmung verhindert offenbar einerseits die Sedimentation feiner Schlammablagerungen auf dem Pourtalès-Plateau, begünstigt aber andererseits das Tierleben, indem sie vor allem auch den sessilen, bzw. nur langsam beweglichen Tieren stetig frische Nahrung zuführt. Das ist schon von Al. Agassiz (50a 1) erkannt worden, und Murray und Philippi (203) sehen in diesen Vorgängen z. T. den Grund für die Eigenart solcher »benthogener Bankkalke«, wie sie sich teilweise auch nahe an die schon früher besprochenen Bildungen der Seine-, Challenger- und Argusbank anschließen. Die Erhärtung dieser Kalke dürfte aber nicht nur auf die Über- und Durchwachsung mit Serpularöhren und Kalkalgenkrusten zurückzuführen sein, sondern es spielen dabei offenbar auch durch die rasche Wassererneuerung angeregte (biologisch[?]-)chemische Prozesse, welche die Bildung eines Kalkzementes bewirken, eine Rolle. Auch in den Straßen zwischen den

Großen und Kleinen Antillen lassen die Strömungen kein feines Sediment liegen, sondern fegen alles leewärts in die inneren Becken hinein, wo sich dann der Kalkschlick in um so größerer Mächtigkeit aufbaut.

Im Golf von Mexiko, insbesondere an der West- und an der Nordseite vor und seitwärts der Mündung des Mississippi wird der Kalkschlick durch einen charakteristischen dunklen Schlick verdrängt, der den Ablagerungen des Mississippideltas selbst sehr ähnlich ist und wie diese wesentlich aus feinsten Mineralpartikeln besteht.

Endlich mag noch auf die großen Massen vegetabilischer, vom Lande stammender Reste hingewiesen werden, deren Feststellung selbst in 10 oder 15 Meilen Entfernung von der Küste und in Tiefen von über 1800 m Al. Agassiz (50a 1) beim Dredschen innerhalb des Kranzes der Karibischen Inseln in Erstaunen setzte. Es handelt sich um Massen von Laub, Stücken von Bambus und Zuckerrohr, Schalen von Landmollusken und Resten anderer Landtiere, welche zweifellos durch den hier herrschenden NO.-Passat in das Meer hinausverfrachtet wurden. Der Inhalt einiger unserer Dredschzüge — so schreibt Al. Agassiz — würde, wenn fossil geworden, einen Paläontologen sicherlich in nicht geringe Verlegenheit versetzt haben; denn bei der Durcheinandermengung von Tiefwasserformen von Crustaceen, Anneliden, Fischen, Echinodermen, Spongien usw. mit Mango- und Orangenlaub, Zweigen von Bambus, mit Muskatnüssen und Schalen von Landmollusken, also den verschiedensten Tier- und Pflanzenresten, würde ihm die Entscheidung sehr schwer werden, welcher Natur die betreffende Ablagerung sei. Eine Untersuchung in einer ähnlichen fossilen Ablagerung würde zweifellos zur Annahme eines flachen Ästuars führen, welches von Wäldern umgeben war, aber in Wirklichkeit mag die Ablagerung in einer Tiefe zwischen 2000 und 3000 m stattgefunden haben. Treibende Pflanzenreste dürfen andererseits aber auch herangezogen werden, um die Besiedelung von Inseln durch Landmollusken, kleine Reptilien und Insekten aller Art zu erklären.

Andere Eigenschaften zeigen die Sedimente des Romanischen Mittelmeeres. Ein wesentlich terrigener dunkler Schlick wurde vom Kabeldampfer »Dacia« im Balearenbecken zwischen der algerischen Küste und dem ligurischen Golf gelotet und von J. Y. Buchanan (67) beschrieben. An der afrikanischen Seite, in Tiefen von 1800—2800 m, beträgt der Gehalt an Kieselsäure 33—40%, an kohlensaurem Kalk nur 18—24%. Nahe bei den Balearen, in 1000 m Tiefe, nimmt der Kalkgehalt auf 37—47% zu, geht auch vor dem Ligurischen Golf, in 900 bis 1200 m, nicht unter 30% herab; man kann diese Sedimente daher als Mergelschlick bezeichnen. Proben aus dem Golf von Genua erinnerten J. Thoulet (146a) durchaus an fossile Kreidegesteine vom Kanal. Das Tyrrhenische Becken erfüllt ein grauer Kalkschlick, der im Golf von Neapel sehr nahe ans Land reicht. J. Walther und P. Schirlitz (47a) stellten in solchem »Fango« in 40 m Tiefe zwischen

Neapel und Capri 16,23% $CaCO_3$ und 4,27% $MgCO_3$ fest und waren nach Untersuchung des »marinen Grundwassers« an dieser und anderen Stellen geneigt, anzunehmen, daß das Karbonat aus dem Gips-, bzw. Magnesiumsulfatgehalt des Meerwassers chemisch niedergeschlagen wurde, denn in dem im Grundschlamm enthaltenen Wasser, dem man obige Bezeichnung beilegte, haben sowohl der Kalk-, wie der Magnesiumsulfatgehalt gegenüber dem normalen Meerwasser abgenommen. Eine Anzahl von Sedimentproben hauptsächlich aus dem westlichen Mittelmeer hat unlängst O. B. Böggild (293) beschrieben; sie waren von der dänischen »Thor«-Expedition gesammelt. Sofern man von den Ablagerungen des flacheren Wassers, die dem Blauschlick parallelisiert werden, absieht, ist die Farbe dieser Proben, die in uns nicht ganz zusagender Weise als Globigerinenschlamme bezeichnet werden, lichtbräunlich. Die beigemengten Eisenverbindungen erscheinen also in oxydiertem Zustande, und Böggild erkennt darin ein Anzeichen für langsame Sedimentation. Der petrographische Charakter ist sandigtonig und der Zusammenhalt ist sehr verschieden groß und wird lokal durch verkittenden kohlensauren Kalk erhöht. Der Kalkgehalt beträgt durchschnittlich 50% und steht in keiner erkennbaren Beziehung zur Tiefe oder Landferne, hängt vielmehr offenbar stark von dem Reichtum an kalkliefernden pflanzlichen und tierischen Produzenten ab. Unter den größeren Vertretern der kalkschaligen biogenen Komponente ragen die Pteropoden in bemerkenswerter Weise hervor, so zwar, daß Murray und Philippi (203) auf ihrer dem »Valdivia«-Werke beigegebenen Sedimentkarte Pteropodenschlamm verzeichnen konnten. Außerdem sind aber auch Foraminiferen und Coccolithen reichlich vorhanden. Außerordentlich selten dagegen sind kieselhaltige Organismen.

Die Sedimentationsverhältnisse des östlichen Mittelmeeres sind uns vor allem durch die Untersuchungen der österreichischen Expeditionen auf der »Pola« (1890—93) bekannt geworden. Leider sind die Arbeiten, die der Chemiker dieser Reisen, K. Natterer (115a), über die Ablagerungen dieses Meeresteiles veröffentlicht hat, nur mit Vorsicht zu benutzen, und man muß durchaus der Kritik, welche Th. Fuchs (118) daran geübt hat, recht geben. »Natterer war ein ausgezeichneter Chemiker, aber geologisch und ozeanographisch nicht genügend vorgebildet« (Krümmel). Diesem Übelstand ist aber durch die Bearbeitung eines Teiles der von der »Pola« geloteten Grundproben durch Jan de Windt und Fr. Berwerth (146c) abgeholfen. Die tieferen Teile des ganzen großen Gebietes zwischen Sizilien und Syrien bis in das Ägäische Meer hinein, aber mit Ausnahme des ägyptisch-palästinensischen Winkels werden von Kalkschlick eingenommen. Sein Gehalt an $CaCO_3$ ist von einer gewissen Beständigkeit, indem das Mittel 60—62% beträgt, mit einer Abweichung von 20% darüber und darunter. Unter der biogenen, kalkschaligen Komponente sind auch hier die Pteropoden charakteristisch, so daß de Windt und Berwerth von der

»Tendenz« sprechen, in Pteropodensedimente überzugehen. Doch ist der Erhaltungszustand der Schalen ein sehr verschieden guter. Während aus manchen aus nur 200 m Tiefe herrührenden Proben die Pteropodenschalen ganz verschwunden sind, wobei nur ein innerer Abdruck zurückblieb, sind die Schalen in anderen, und zwar aus 1750 m kommenden Proben so gut wie am ersten Tage erhalten. Man ist daher wohl im Rechte, wenn man der relativen Schnelligkeit, mit welcher die Sedimentation an den einzelnen Orten vor sich geht, bzw. der Zeit, welche die Schalen der lösenden Einwirkung des Meerwassers ausgesetzt sind, eine Bedeutung für die Erhaltungsweise dieser Organismenreste zuschreibt. Neben diesen fehlt es nicht an Foraminiferen, noch Spongiennadeln, wie schon 1845 der Engländer Williamson feststellte, noch endlich auch an kieseligen Radiolariengerüsten. Sowohl de Windt und Berwerth, wie auch Böggild haben sich nun mit den Ursachen beschäftigt, welche den Kalkgehalt dieser Sedimente regeln. Wir werden später noch eingehender zu erörtern haben, daß in den offenen Ozeanen der Kalkgehalt der Tiefseesedimente wesentlich durch die Tiefe beeinflußt wird. Diese schon vor längerer Zeit von J. Murray geäußerte und neuerdings besonders durch die lichtvollen Ausführungen von Murray und Philippi (203) und E. Philippi (242) sichergestellte Tatsache läßt sich aber in der Tat für das Mittelmeer nicht konstatieren, wo vielmehr vor allem die Schnelligkeit des Absatzes, die Küstenentfernung, das Vorhandensein oder Fehlen einmündender, großer Ströme (Nil! — vgl. noch weiter unten) und endlich das Organismenleben als bedingende Faktoren in Frage zu kommen scheinen. Damit ist aber natürlich die Murraysche Theorie für den offenen Ozean keineswegs abgetan; denn wie immer, so muß auch hierbei im Auge behalten werden, daß die ganzen ozeanographischen Verhältnisse der Wasserzirkulation, der Temperaturen und damit auch des Gasgehaltes der Tiefenwässer usw. bei den Mittelmeeren durchaus von denen des offenen Ozeans verschiedene sind, zumal, wenn der Abschluß gegen denselben ein relativ so vollkommener ist, wie bei dem Romanischen Mittelmeer. Böggild fand in über der Hälfte der von ihm untersuchten Proben geringe Mengen von Glaukonit, und zwar meistens von der Korngröße 0,05—0,5 mm, doch war in den Tiefen unterhalb 1000 m nur wenig davon zu erkennen. Wenn Böggild die geringen Mengen von Pyrit, die er neben dem Glaukonit in Proben des Mittelmeeres hier und da nachweisen konnte, für allochthon hält, so besteht in der Tat eine gewisse Schwierigkeit, die gleichzeitige Bildung dieser beiden Mineralien zu erklären, darin, daß für die Bildung des Glaukonits oxydierende, für die des Pyrits jedoch reduzierende Vorgänge erforderlich scheinen. Doch sollte hierbei schon das nicht seltene fossile Zusammenvorkommen beider Mineralien zu denken geben und vielleicht die Annahme nahe legen, daß die Glaukonitausscheidung mehr unter dem direkten Einfluß des über den Meeresboden streichenden Meerwassers, die Pyritbildung jedoch unter dem des gewiß sauer-

stoffärmeren marinen »Grundwassers« stattfindet. Dafür würde die auch von Böggild festgestellte, lange bekannte Tatsache sprechen, daß dem an Sauerstoff armen Tiefenwasser des Schwarzen Meeres der Glaukonit völlig fehlt. — Nur geringfügig sind Manganabscheidungen in den Ablagerungen des Mittelmeeres anzutreffen. Die allochthone mineralogene Komponente besteht aus bald feineren, bald gröberen Teilchen, unter denen der Quarz für sich allein 90—95% ausmacht. Nach de Windt und Berwerth tritt er meist in abgerundeten Körnern, seltener mit eckigen Formen, aber stets ohne deutliche kristallographische Umrisse auf, und zwar in allen Größen bis zum beobachteten Maximum von 280 μ. Wie dieselben selbst in den zentralen Teilen des Mittelmeeres reichlich auftreten, dürfen sie wohl als äolisch herbeigeführte Komponente betrachtet werden, wobei auf früher über Staubfälle Gesagtes zurückverwiesen sei. Nach Th. Fuchs (118) stimmen diese Quarzteilchen äußerlich vollkommen mit denjenigen überein, die den größten Teil des Löß bilden, doch sollte man u. E. den Ausdruck »Tiefseelöß«, den man nach diesem Autor den meisten Grundschlammproben aus dem Mittelmeer beilegen könnte, doch lieber vermeiden. Die meisten der übrigen, ziemlich gleichförmig, aber in viel kleineren Mengen den Grundproben beigemengten Mineralien scheinen auf die Zerstörung kristalliner Schiefer hinzuweisen. Daneben werden jungvulkanische Gläser und Bimssteine, im Griechischen Archipel auch Marmorbruchstücke leicht erkannt. Der relativ große Reichtum an diesen allochthonen Mineralkomponenten zeigt am besten, daß die Kalkschlicke des Mittelmeeres nicht den eupelagischen, sondern den hemipelagischen Ablagerungen zuzurechnen sind. Der Geologe, bzw. Paläogeograph wird aber gerade hieraus lernen, daß in von großen Landmassen umschlossenen Mittelmeeren bei den geringen Küstenentfernungen und den vielfachen Möglichkeiten der Zufuhr allochthon klastischer Komponenten, sowie bei den durch Wasserzirkulation und -temperatur abgewandelten biologischen Verhältnissen selbst in großen Tiefen — die im Romanischen Mittelmeer mehrfach unter 4000 m hinabreichen — Sedimente entstehen, denen man im fossilen Zustande nicht leicht geneigt sein würde, eine solche Tiefe zuzuerkennen. Und zweifellos ist eine Revision eines Teiles der fossilen Geosynklinalsedimente nach diesen Gesichtspunkten erforderlich.

Die »Pola« dredschte im Gebiete des Kalkschlickes zwischen der Insel Cerigo und Kreta, zwischen Kreta und dem Festlande von Afrika, sowie an mehreren Stellen des Ägäischen Meeres, in Tiefen von 805 bis 3310 m, feste Kalkkrusten, welche bis nahezu 50% mehr an kohlensaurem Kalk enthalten, als der umgebende Schlick; sie erinnern an die beschriebenen Bildungen des Pourtalès-Plateaus und wurden von Natterer als »Steinkrusten« oder »Krustensteine« beschrieben. Th. Fuchs (81, 118) hat mit Recht darauf hingewiesen, daß der Ausdruck »Konkretionen« hierauf nicht eigentlich anwendbar sei, da diese bekannt-

lich im Innern des Sedimentes von einem Punkte oder einem Zentralkörper aus zentrifugal anwachsen. Im Gegensatz hierzu ist die Erhärtung des Schlammes zu den »Steinkrusten« offenbar vom Meeresboden aus nach unten zu erfolgt, so daß man geneigt sein könnte, an eine Verlangsamung der Sedimentation infolge der Einwirkung von Strömungen oder dgl. zu denken. Dafür spricht auch die häufige Bewachsung der Steinkrusten mit Serpularöhren, Hydroidpolypen oder anderen festsitzenden Tieren. Nach Th. Fuchs lassen sich im allgemeinen zwei Grundtypen dieser Krusten unterscheiden; der eine zeigt ebenflächige Form, und es handelt sich hierin offenbar um Scherben oder Bruchstücke von größeren Platten; ihre Dicke beträgt etwa 6 cm. Der andere Typus zeigt schlackiges Aussehen und eine Dicke von 15 cm und darüber. Diese schlackigen Formen, die man aus der Entfernung leicht für ausgeworfene Fetzen schlackiger Lava halten könnte, sind stets nach allen Richtungen von unregelmäßig darmförmig gewundenen Röhren durchzogen, deren Lumen von dem Durchmesser einer Gänsefederspule bis zu dem eines Fingers schwankt, und welche allem Anschein nach von Würmern oder anderen röhrenbewohnenden Tieren (Cerianthus, einer im Sedimente lebenden, skelettlosen Anthozoe, oder dgl.) herrühren. Die Oberfläche dieser schlackigen Körper ist hart, von kaffeebrauner bis schwärzlicher Farbe, bisweilen wie lackiert und von unregelmäßig körniger bis krümeliger Beschaffenheit. Letztere rührt offenbar von den zahlreichen beigemengten Foraminiferen und Pteropoden her, die hier wie im unverfestigten Kalkschlick einen Hauptbestandteil bilden. Die harte Rinde, welche sich übrigens auch in die oben erwähnten Röhren, soweit sie nicht mit Kalkschlick erfüllt sind, hineinzieht, ist nur einige Millimeter bis 1 cm dick und auch nur auf der Oberfläche dunkel gefärbt, im Inneren aber hell. Darunter geht das Gestein in eine lichte, halbharte, stark abfärbende Masse über, die, ursprünglich offenbar ein halbfester Schlamm, durch Bildung zahlreicher Trockenrisse an der Luft eine bedeutende Einschrumpfung erfährt. Der Beschreibung dieser Krustensteine mag hinzugefügt werden, daß die »Pola« westlich von Alexandrien, in der Nähe der afrikanischen Küste in einer Tiefe von 2392 m merkwürdige wurmähnliche, von feineren Kalkfäden umsponnene Kalkzylinder dredschte, welche von Th. Fuchs (81) als »Cylindrites-ähnliche Körper« beschrieben und mit den ebenfalls noch problematischen fossilen Gyrolithen und anderen fraglichen Gebilden aus Flyschsedimenten verglichen wurden. Vielleicht liegt nach diesem Autor der sehr merkwürdige Fall einer Symbiose vor, die im Begriff steht, fossilisiert zu werden. Denn stellt man sich mit Fuchs eine im Schlick gegrabene, mit einer weichen Haut ausgekleidete Wohnröhre, etwa von Cerianthus, vor, ferner, daß sich in jener Haut Kolonien von Phoronis ansiedeln — wie es Haswell von Phoronis australis beschrieben hat — und stellt man sich weiterhin vor, daß auf dem Wege der gewöhnlichen Steinkernbildung ein Abguß

dieses ganzen Kanalsystems entstände, so müßten in der Tat solche Cylindrites-ähnliche Körper entstehen, und wir hätten gleichsam in den soeben beschriebenen schlackigen Steinkrusten, deren gewundene Röhren in ihrer Wandung häufig eine eigentümliche Skulptur von feinen, unregelmäßig geschlängelten und wie durcheinander geflochtenen Furchen oder Rinnen zeigen, vielleicht ein vorletztes Stadium des Bildungsprozesses dieser rezenten Cylindriten vor uns.

Vor dem Nildelta und von dorther dem Meeresstrom nach Norden und Nordosten ziemlich weit längs der syrischen Küste folgend liegt feiner, hauptsächlich aus Niltrübe niedergeschlagener Schlick mit nur 5—15% Kalk, eine dem Mississippischlick des Mexikanischen Golfes anscheinend sehr ähnliche Bildung.

Auch der Boden des Roten Meeres ist im wesentlichen von einem hellgelben bis grauen, auch wohl dunkelbraunen Kalkschlick von geringerer oder größerer Zähigkeit bedeckt. Der Anteil an kohlensaurem Kalk erhebt sich in einem südlichen Abschnitte sogar bis zu 92%; daneben findet sich auch $MgCO_3$, während Phosphorsäure nur in Spuren vorkommt. Für die tiefe Rinne südlich der Breite Suakins fand K. NATTERER ein Verhältnis von $MgCO_3 : CaCO_3$ wie 12 : 100. Die auch hier vertretenen Steinkrusten zeigen noch Anreicherungen der Magnesia über dieses Verhältnis hinaus, so daß sich hier eine ähnliche Dolomitisierung zu vollziehen scheint, wie wir sie in einem früheren Abschnitte (bei Besprechung der detritogenen Kalkablagerungen gewisser Schelfbänke) bereits genauer kennen lernten. Neben dem Eisenreichtum dieser Bodenverhärtungen, der bis zu 21% Eisenoxyd gehen kann, sei beiläufig auf das Auftreten geringer Mengen von Edel- bzw. Schwermetallen aufmerksam gemacht; NATTERER fand, in Promille ausgedrückt, Gold 0,001 bis 0,005, Kupfer 0,027 bis 0,040, Nickel 0,040 bis 0,047.

Völlig abweichend von den drei im vorigen besprochenen Mittelmeeren verhält sich das Schwarze Meer. Seine Gewässer sind bekanntlich durch Schwellen derart gegen die Tiefenwässer des Mittelländischen Meeres — gegenüber dem das Schwarze Meer gleichsam ein Mittelmeer zweiter Ordnung darstellt — abgesperrt, daß sie unterhalb von 230 m nicht genügend ventiliert werden und daher an Sauerstoff arm, aber mit Schwefelwasserstoff erfüllt sind. Diese Tatsache bedingt nicht nur eine große Armut des Tiefenbeckens an Organismen, sondern auch eine sehr eigenartige Sedimentation. Nach N. ANDROUSSOW (97) beginnt schon unterhalb von etwa 200 m die Region des Schwefelwasserstoffs, welcher nach ZÉLINSKI und BROUSSILOVSKY durch das Bacterium hydrosulfuricum ponticum auf Kosten der im Wasser gelösten Sulfate erzeugt wird. Hierdurch erklärt sich nicht nur der Reichtum der Sedimente des Tiefenbeckens an Einfachschwefeleisen, welches fast die Hälfte des ganzen Bodensatzes ausmachen kann, sondern auch die Ausscheidung von Karbonaten, auf welche wir noch weiter unten zurück-

kommen werden. Die Steilabfälle zum Tiefenbecken nimmt ein steifer, zäher, hellgrauer, in der obersten Schicht schwarzer Schlick ein; er beherrscht die Tiefen etwa zwischen 550 und 1300 m. Dieser Schlick verdankt seine schwarze Farbe dem reichlich beigemengten Einfachschwefeleisen, bzw. Eisensulfidhydrat, welches sich jedoch an der Luft fast momentan durch Oxydation verändert, wodurch die schwarze Farbe des Sedimentes in eine graue umschlägt. Das Sulfid tritt entweder in der Form kleiner isolierter Kügelchen, als Imprägnation der reichlich vorhandenen Quarzsandkörner oder auch als Füllung von Diatomeenkapseln auf. Solche sind bemerkenswerterweise neben den Schälchen junger, pelagischer Bivalven die einzigsten Zeugen einer Lebewelt. Daneben enthält der Schlamm nur noch subfossile Schalen von Dreissensia usw., welche darauf hinweisen, daß das Schwarze Meer erst in unlängst vergangener Zeit unter die Herrschaft der jetzigen ungünstigen Lebensbedingungen geraten ist. In den gleichen Regionen, die diesen schwarzen Schlamm tragen, bringen die Dredschungen hin und wieder blaugefärbten Schlamm zutage, welcher zuweilen nagelförmige Konkretionen von FeS_2 enthält, wohl in der Form des Pyrits. Offenbar handelt es sich darin um diagenetische Zusammenballungen des vorher feinverteilten Eisensulfids, somit um das letzte Glied der früher erörterten Doss'schen Umwandlungsreihe: Eisensulfidhydratgel, Melnikowitgel, Melnikowit, Pyrit. Das Tiefenbecken des Schwarzen Meeres selbst wird von einem blauen Schlick erfüllt, welcher sehr reich an den Kapseln pelagischer Diatomeen ist. Einfachschwefeleisen ist auch hier vorhanden, aber in geringerer Menge und mehr oder weniger maskiert von helleren Kügelchen oder Klümpchen, die sich bei näherer Untersuchung als Zusammenballungen eines weißen Pulvers von kohlensaurem Kalk erweisen; J. Murray betrachtet dieselben als das Produkt eines chemischen Niederschlages (120a). In anderen Fällen bildet der kohlensaure Kalk im blauen Schlamm dünne Schichtchen von einem sehr entschiedenen Weiß. Im ganzen genommen sind die Sedimente des Schwarzen Meeres ärmer an Kalk als die des östlichen Mittelmeeres; im tiefsten Teile von mehr als 2100 m sind es sogar nur 13—18%, doch wurden einmal auch 65% beobachtet. Manganabscheidungen sind im Schwarzen Meere überall unbedeutend und in den größeren Tiefen überhaupt nicht nachzuweisen.

Hätten wir damit die Haupttypen der hemipelagischen Ablagerungen, welche im allgemeinen durch ihr feines Korn ausgezeichnet sind, besprochen, so muß doch hinzugefügt werden, daß durch allerlei gewaltsame Prozesse außer den oft umfangreichen vulkanischen Auswürflingen auch andere gröbere Bestandteile nicht selten hineingelangen. Die steileren Teile der Schelfränder können durch stetige Unterwaschung, wie sie austretendes Grundwasser bewirkt, ihren Halt verlieren und durch submarine Rutschungen wieder zu stabileren Böschungen zurückgeführt werden. Auch die ständige Aufschüttung von Sediment, z. B.

vor Delten, dürfte vielfach zu übersteilen Böschungen führen, welche sich dann ausgleichen, wenn irgendein äußerer Anstoß erfolgt. Die Auslösung solcher Böschungsbewegungen könnte z. B. im Gefolge von Erdstößen eintreten. Wie außerordentlich leicht von Wasser durchtränkte steile Schuttkegel ins Gleiten geraten, hat J. THOULET (50) experimentell an künstlichen Böschungen zeigen können. Daß aber gerade austretendes Grundwasser als Ursache solcher Prozesse mit in Frage kommt, geht wohl zur Genüge aus dem Zusammenfallen periodisch wiederholter Kabelbrüche an den ostafrikanischen und südamerikanischen Küsten mit der Regenzeit hervor, die erst aufhörten, als man die Kabel anders legte. Untermeerische Bergstürze vom kontinentalen Rande des Atakama- und Japan-Grabens sind es auch, welche mehrfach die verheerenden Stoßwellen (Tsunamis) verursacht haben, deren Wirkung bisweilen im ganzen Umkreis des Pazifischen Ozeans gespürt wurde, Erscheinungen, welche indessen auch, obgleich seltener, durch submarine Vulkanausbrüche entstehen. Einerlei aber, wie solche Böschungsbewegungen entstehen oder ausgelöst werden, immer gelangt in geringeren Tiefen und in größerer Landnähe gebildetes und vielfach gröberes Material in größere Tiefen und größere Küstenentfernung und mengt sich als allochthone Komponente den dort sich bildenden Sedimenten bei. Gleichzeitig aber wird hierdurch, worauf besonders ARNOLD HEIM (200) aufmerksam machte, die regelmäßige Sedimentation unterbrochen und im Abrutschgebiet durch Entfernung bereits gebildeten Sedimentes eine »unterzählige«, im Akkumulationsgebiet aber eine »überzählige Schichtung« erzeugt. Das wird zwar an den Ablagerungen des Meeres nur äußerst schwierig zu erkennen sein — die grundlegenden Beobachtungen, von denen jener Autor ausging, wurden in Schweizer Seen angestellt —, aber der Geologe hat alle Ursache, die Möglichkeit solcher abnormen Schichtungsverhältnisse in fossilen hemipelagischen Ablagerungen im Auge zu behalten. Außerdem aber muß auch durch solche Prozesse die ursprüngliche annähernd horizontale Schichtung durch Zusammenstauchungen Schaden leiden, wofür wir bisher auch nur durch ARN. HEIM, O. M. REIS, F. F. HAHN u. a. bekannt gemachte fossile Beispiele anführen könnten (vgl. auch in Teil I dieser Zeitschr. **3**, 1912, p. 346—347).

Die hemipelagischen Ablagerungen sind aber auch reich an echten glazialen Geschieben. So ist die Bodenflur des europäischen Nordmeeres, welches im Norden und Westen so reich an Treibeis ist, mit solchen Geschieben bestreut, und die norwegische Nordmeerexpedition erhielt nach dem Berichte von L. SCHMELCK (33) nicht nur in den Lotröhren sehr häufig 10—12 g schwere, kleinere Geschiebe, sondern bei ihren Dredschungen auch größere Blöcke. Sie bestanden aus Massengesteinen, kristallinen Schiefern, aus Kalksteinen, Marmor (ein Block wog einmal 80 kg); auch Steinkohlen von der Bäreninsel wurden gefunden; Kritzen und Schliffflächen kennzeichnen diese Blöcke als

Glazialgeschiebe. Am Südrande des Neuenglandschelfes in 38°34′ n. Br. dredschte die »Challenger«-Expedition in 2270 m eine Menge gröberen Schotters aus 6—7 cm Durchmesser habenden Brocken meistens von kristallinen Schiefern und Kalken. Aus ähnlichen Schottern kam in 41°14′ N. aus 2450 m ein 5 Zentner schwerer Syenitblock herauf. Nach Al. Agassiz sind solche Schotter noch weit nach Südwesten hin am Schelfrande den amerikanischen Zoologen darum sehr bekannt, da die Steine zahlreichen sessilen Tieren feste Haftpunkte gewähren, die sie im umgebenden weichen Schlick sonst nur auf den selteneren Konkretionen finden könnten.

(Fortsetzung folgt.)