

# **Diverse Berichte**

# Geologie.

## Allgemeines.

**The Journal of Geology:** A Semi-Quarterly Magazine of Geology and Related Sciences. Vol. I. No. 1. Jan.—Febr. 112 p. Chicago 1893.

Die Aufgabe dieser Zeitschrift wird von T. C. CHAMBERLIN auf S. 86—87 in folgenden Sätzen ausgesprochen. There seems to be an open field for a periodical which specially invites the discussion of systematic and fundamental themes, and of international and intercontinental relations, and which in particular seeks to promote the study of geographic and continental evolution, orographic movements, volcanic coordinations and consanguinities, biological development and migrations, climatic changes, and similar questions of wide and fundamental interest . . . Another phase of geology which is thought to stand in much need of active cultivation is found in the clear and sharp analysis of its processes, the exhaustive classification of its phenomena, especially on genetic bases, the development of criteria of discrimination, the more complete evolution and formulation of its principles and the development of its working methods. Dieser letzteren Richtung ist ein besonderer Abschnitt „Studies for Students“ gewidmet.

Das vorliegende Heft enthält folgende Mittheilungen:

**Sir Archibald Geikie:** On the Pre-cambrian Rocks of the British Isles. 1—14,

**W. A. Holmes:** Are there Traces of Glacial Man in the Trenton Gravels. 15—37.

**W. S. Williams:** Geology as a Part of a College Curriculum. 38—46.

**T. C. Chamberlin:** The Nature of the Englacial Drift of the Mississippi Basin. 47—60.

Studies for Students. **Rollin D. Salisbury:** District Glacial Epochs and the Criteria for the Recognition. 61—84.

Th. Liebisch.

**Fr. P. Dewey:** A Preliminary Descriptive Catalogue of the Systematic Collections in Economic Geology and Metallurgy in the U. S. National Museum (Smithsonian Institution). (Bull. of the U. S. Nat. Mus. No. 42. XVIII, 256 p., XXXIV pl. Washington 1891.)

**G. P. Merrill:** Handbook for the Department of Geology in the U. S. National Museum. Part I. Geognosy. The Materials of the Earth's Crust. (Rep. of the Nat. Museum for 1890. 503—591. Pl. CXVIII—CXXIX. Washington 1892.)

Diese mit zahlreichen Abbildungen ausgestatteten Werke eröffnen eine Reihe von Schriften, in denen die Sammlungen des National-Museums der Vereinigten Staaten in Washington ausführlich beschrieben und erläutert werden sollen. Über die Geschichte und die Eintheilung des Museums hat G. P. MERRILL schon früher berichtet (dies. Jahrb. 1892. II. -247-).

Th. Liebisch.

**Catalogue of the Michigan Mining School:** With Statements concerning the Institution and its Courses of Instruction 1891—1892. Haughton, Michigan, U. S. A. 8°. 175 p. 1893.

Dieser Katalog enthält u. A. eine tabellarische Übersicht der Gesteine nach der von M. E. WADSWORTH gewählten Anordnung (vgl. dies. Jahrb. 1893. I. -292—293-).

Th. Liebisch.

## Physikalische Geologie.

**John Murray and A. F. Renard:** Report on Deep-Sea Deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872 to 1876. London 1891.

Die Resultate der Forschungen des Challenger, welche in einer stattlichen Anzahl vorzüglich ausgestatteter Bände niedergelegt sind, haben auf allen Gebieten der Naturwissenschaften in reichem Maasse befruchtend und anregend gewirkt. Der nunmehr vorliegende vorletzte Band der Challenger-Berichte ist durch seine zusammenfassende Darstellung der Ablagerungen und Entstehungsgeschichte der Tiefsee-Sedimente in hervorragender Weise geeignet, das allgemeine Interesse und im Besonderen das geologischer Kreise in Anspruch zu nehmen.

Waren es schon die Ergebnisse der vereinzelt Tiefsee-Untersuchungen früherer Expeditionen, welche viel des Neuen und Unerwarteten brachten, so wurde durch die vorläufigen Berichte der Gelehrten des Challenger das Interesse in so hohem Maasse in Anspruch genommen, dass man mit Ungeduld der Publication des gesammten Materiales über diesen Gegenstand entgegensah. Es mag dadurch die für ein Referat sehr ausführliche Form des nachstehenden Aufsatzes gerechtfertigt werden, sowie auch der Umstand, dass bei der Fülle des gegebenen Materiales und dem grossen

Umfange der Originalarbeit das Studium derselben sehr zeitraubend ist, es wünschenswerth erscheinen liess, eine vollständige, wenn auch gedrängte Wiedergabe des Inhalts zu versuchen.

Das Werk umfasst 525 Textseiten mit 36 Holzschnitten; die weiteren Illustrationen bilden 29 lithographische und zum Theil chromolithographische Tafeln mit sehr ausführlichen Erklärungen. Die Vertheilung der marinen Sedimente, sowie die Lage der Lothungsstationen finden auf 43 Karten, die Beziehungen zwischen den Sedimenten und der Tiefe, sowie die verticale Vertheilung der Temperatur in 22 Diagrammen ihre Darstellung.

Die Einleitung bringt eine historische Übersicht der Entwicklung der Kenntnisse über die Form und Ausdehnung der Oeane, ihre Tiefenverhältnisse und die Sedimentation in denselben vom classischen Alterthume an.

Aus dem sehr reichen Inhalte seien hier nur folgende, besonders interessante Thatsachen mitgetheilt. Über die Tiefen der Meere besass man im Alterthume keine genaueren Kenntnisse; vereinzelt Angaben, wie bei ARISTOTELES, dass das Schwarze Meer so tiefe Wirbel besitzt, dass kein Loth ihren Grund erreicht, stehen andere gegenüber, wie z. B. POSIDONIUS (135 v. Chr.) für das Sardinische Meer eine Tiefe von 1000 Faden angiebt, und PLUTARCH und CLEOMEDES im ersten und zweiten Jahrhundert nach Christus meinen, dass kein Berg höher als 10—15 Stadien (6067—9107 Fuss) und kein Meer tiefer sei als ebensoviele.

Eine verbesserte Construction der Lothe findet sich zuerst bei NICOLAUS CUSANUS (15. Jahrhundert), der eine derart mit einem Gewicht versehene Hohlkugel in die Tiefe liess, dass sich unten am Meeresboden das Gewicht ablöste und die Kugel wieder aufstieg; die bis zu ihrem Wiedererscheinen an der Oberfläche verflossene Zeit war ein Maass für die Tiefe des Meeres.

ANASTASIUS KIRCHER (17. Jahrhundert) vertrat die Ansicht, dass die grössten Meerestiefen sich in der Mitte der Oeane befänden, wie auch die grössten Erhebungen des Landes in dessen Mitte sich befinden. Wo an einer Küste sich niedere Berge befinden, erreicht auch das Meer nur geringe Tiefen, wo aber hohe Gebirge an der Küste aufsteigen, sinkt auch der Meeresboden jäh zu grossen Tiefen hinab.

Die ersten Tiefseeproben brachte aus 1000 Faden Tiefe JOHN ROSS 1818 aus der Baffinsbay mit und JAMES CLARK ROSS lothete 1840 schon aus 2600 Faden Tiefe Proben am Cap der guten Hoffnung. Die wesentlichsten Fortschritte der Kenntniss der Meerestiefen und ihrer Ablagerungen brachten die zahlreichen Sondirungen des Meeresbodens zum Zwecke der Cabellegung; eine fortwährende Verbesserung der Construction der Lothe und Sonden ging damit Hand in Hand.

Die ältesten Angaben über die Sedimentation auf dem Meeresgrunde und deren Betrag finden sich bei POLYBIUS, der die Zeit, welche die Flussalluvionen brauchen würden, um den Pontus und das Azow'sche Meer auszufüllen, etwas kurz, auf 2000 Jahre schätzte. STRABO führte dem-

gegenüber aus, dass diese Alluvionen keinen merkbaren Einfluss auf das Schwarze Meer besässen und es nicht zum Überfliessen bringen würden. Schon *SENECA* kannte den chemischen und mechanischen Einfluss des Wassers auf die feste Erdoberfläche und die ausgleichende, nivellirende Thätigkeit der Erosion; auch die Macht der Wogen und die Wirkung von Ebbe und Fluth war ihm nicht entgangen. Es würde hier zu weit führen, auf die Einzelheiten der Ansichten über die Entstehung der Sedimente auf dem Festlande einzugehen, nur so viel sei erwähnt, dass schon *STENO* (1669) Süßwasser- und Meeresablagerungen unterschied, und dass schon in der Mitte des letzten Jahrhunderts von *WOLFGANG*, *KNORR* und *WALET* Küstensedimente von pelagischen Bildungen getrennt wurden.

Für die Vertheilung der Organismen im Meere und ihren Antheil an der Bildung der Sedimente sind in erster Linie die Arbeiten von *EHRENBERG*, *HOOKE* und *FORBES* von Wichtigkeit. Dieser letztere Forscher machte schon Angaben über die Vertheilung der Arten nach der Tiefe; er wusste, dass tiefer lebende Formen eine grössere horizontale Verbreitung haben, ferner dass die Tiefseeformen der Tropen in höheren Breiten Küstenbewohner werden. Er nahm an, dass bei 300 Faden Tiefe keine Organismen mehr vorkommen könnten und schloss, dass die meisten Sedimente fossilfrei sein müssten, da die Meeresbecken in der Regel über 300 Faden tief sind. Der Wechsel des Meeresniveau erklärt so das Alterniren von fossilfreien und versteinierungsführenden Ablagerungen.

Durch *BAILEY*'s Angaben wurde bekannt, dass in den Sedimenten der hohen See stellenweise kieselige Sedimente vorherrschten, ebenso dass vulcanische Producte am Meeresboden vorkommen, die im Atlantischen Ocean der Wirkung des Golfstromes zugeschrieben wurden; *MAURY* suchte sie als durch den Wind ins Meer geführten vulcanischen Staub zu erklären.

Die Sondirungen des „Cyclop“ führten neben der erweiterten Kenntniss der Tiefseesedimente und im Besonderen des Globigerinenschlammes zur Aufstellung eines räthselhaften Organismus, des *Bathybius*, einer grossen Monere, welche den Seeboden im Atlantischen und Indischen Oceane mit einem Netzwerke von organischer Substanz überziehen sollte.

Die erweiterte Kenntniss des Charakters der Tiefseeablagerungen führten endlich *AGASSIZ* zu dem Schlusse, dass keine der geologischen Formationen die Eigenschaften der echten Tiefseebildungen besitze und dass daher die Gestalt der Continentalmassen innerhalb der 200 Fadenlinie seit den ältesten Zeiten unverändert bewahrt geblieben sei.

Der Stand der Kenntnisse der Tiefseeablagerungen vor den Untersuchungen des „Challenger“ ist 1871 von *DELESSE* in seiner „Lithologie du Fond des Mers“ wiedergegeben. Die Untersuchungen des „Challenger“ haben die Zerlegung aller Tiefseesedimente in zwei grosse Gruppen zur Folge gehabt:

I. Die terrigenen Ablagerungen werden aus Material gebildet, das von der mechanischen Abtragung des festen Landes stammt, und halten sich in ihrer Verbreitung an die Grenzen desselben; ihr Wachsthum ist stellenweise ein sehr rasches. Mechanische Einwirkungen spielen

eine wichtige Rolle. Sie enthalten die Analoga zu den meisten fossilen Formationen.

II. Die pelagischen Sedimente nehmen die centralen Theile der grossen oceanischen Becken ein und bestehen aus organischem Schlamm und röthlichem Thone. Ihr Wachsthum ist ein sehr langsames; viele secundäre Producte sind in Folge der vor sich gehenden chemischen Prozesse entstanden.

Die mechanischen Einwirkungen fehlen ganz, ebenso wie die Bestandtheile der marinen Continentalsedimente. Es ist zweifelhaft, ob überhaupt in irgend einem Theile der geologischen Formationsreihe derartige Sedimente auftreten.

Die einzelnen Typen gehen naturgemäss ineinander über; aber kleine Änderungen der Tiefen haben oft grosse Verschiedenheiten der Ablagerungen zur Folge. Sowohl terrigene wie pelagische synchronische Ablagerungen zeigen grosse Differenzen, wenn auch die physikalischen Bedingungen der Oceanoberfläche dieselben sind.

Auf diese einleitenden und über die Verhältnisse der Tiefseeablagerungen im Allgemeinen orientirenden Betrachtungen folgt eine genauere Darstellung der verschiedenen angewandten Methoden zur Gewinnung, Untersuchung und Beschreibung der Tiefseesedimente. Die Lothe waren ebenso wie die grossen Schleppnetze für die verschiedensten Verhältnisse eingerichtet. An den Sonden, die im Allgemeinen aus hohlen Cylindern bestanden, sind Einrichtungen angebracht, welche sie geeignet machen, ausser dem Sediment am Meeresgrunde, in das sie in Folge einer grossen Belastung eindringen, auch Wasser von dort in die Höhe zu bringen, ohne dass dieses mit Wasser aus höheren Theilen vermischt wird; die Gewichte sind so angehängt, dass sie sich beim Auffallen des Lothes ablösen, und durch verschiedene Einrichtungen ist verhindert, dass das Sediment während des Emporhissens des Lothes aus dem hohlen Cylinder desselben herausgespült wird. Die Tau- und Schleppnetze konnten in verschiedenen Tiefen festgehalten werden.

Die erhaltenen Proben wurden schon an Bord des Schiffes einer makroskopischen Untersuchung in nassem und getrocknetem Zustande unterworfen; der Procentgehalt an  $\text{CaCO}_3$  wurde festgestellt und der Rückstand nach Entfernung des  $\text{CaCO}_3$  durch Salzsäure zunächst auf seinen Gehalt an kieselsäurehaltigen Organismenresten und Mineralien geprüft und dann durch Schlämmen der feinste Rückstand gewonnen, der meist aus thoniger und organischer Substanz, sowie aus äusserst feinen Quarz- und Mineralpartikeln bestand.

Unter den kieselsäurehaltigen Organismenresten spielen die Radiolarien und Diatomeen eine hervorragende Rolle; auch Spongiennadeln sind sehr verbreitet. Von Mineralien wird eine sehr reiche Liste aufgeführt, deren Zusammensetzung sich aber aus der später folgenden Besprechung der Gemengtheile der einzelnen Ablagerungen ergibt.

Es folgt eine Angabe der zur chemischen Analyse benützten Methoden und des anderweitig zur Untersuchung herangezogenen Materials, unter

welchem die Sammlungen aller neueren Hochsee-Expeditionen vertreten sind, so dass eine möglichst grosse Vollständigkeit gewährleistet ist.

Die Untersuchung und der Vergleich einer ausserordentlich grossen Anzahl von Proben aus den verschiedensten Theilen der Oeane haben gewisse leitende Charaktere erkennen lassen, welche erlauben, mit hinreichender Sicherheit von einer beliebigen vorgelegten Probe den ungefähren Ursprungsort zu bestimmen. Diese hier resumirend vorweg genommenen Resultate sind von hohem Interesse.

Es deutet das Vorkommen vieler Pteropoden- und Heteropodenschalen auf relativ geringe Tiefen in den tropischen und subtropischen Regionen hin, ebenso wie das Vorkommen vieler pelagischer Foraminiferen auf dieselben Breiten hinweist, wobei die Tiefe eine grössere ist, aus der die Probe stammt, wenn keine Schalen von pelagischen Mollusken sich vorfinden, als wenn diese vorhanden sind.

Durch das Fehlen der Schalen von pelagischen Mollusken bedingter geringer Kalkgehalt und reichliches Auftreten von rothen und gelben Eisen-, sowie schwarzen Manganconcretionen ist den grösseren Tiefen der Tropen eigen.

Zur Bestimmung der Breite und Tiefe ist das Vorkommen der Rhabdolithen, Coccolithen und Coccosphären von Wichtigkeit: die ersteren sind in den tropischen Gegenden vorherrschend, die anderen mehr in gemässigten Zonen, im Arktischen Meere fehlen sie alle.

Die grössere oder geringere Häufigkeit der kalkabsondernden Organismen (Foraminiferen, Polyzoen, Mollusken, Ostracoden, Korallen, Anneliden, Algen) zeigt die Tiefe und Entfernung vom Lande an; sie alle sind häufiger und besser entwickelt in Küstennähe und in seichtem Wasser, als in grösseren Tiefen und weiter vom Lande, wo sie seltener und fragmentär werden.

Manche pelagische Foraminiferenformen geben über die geographische Länge Aufschluss; einige kommen mehr im Atlantischen, andere vorwiegend im Pacifischen Ocean vor. Einzelne Diatomeengattungen, z. B. *Ethmodiscus*, sind charakteristisch für die tiefsten rothen Thone und Radiolarienschlammte weit ab von jeder Küste.

Die typische Diatomeenerde kommt nur in einer Zone im grossen südlichen Ocean rund um den antarktischen Continent vor; einige Ablagerungen im Nordpacifischen Ocean können ebenfalls noch zur Diatomeenerde gezählt werden.

Wie die Organismen, so haben auch die auftretenden Mineralien eine grosse Bedeutung für den Ursprungsort. Glaukonit kommt nur in geringeren Tiefen in der Nähe von continentalem Land vor, und zwar besonders an Steilküsten, an welchen keine grösseren Flüsse münden. Glaukonit- und Phosphatconcretionen zeigen tieferes Wasser der continentalen Küsten an. Fern von den Continenten pflegt Quarz zu fehlen, abgesehen von Regionen, in die noch Treibeis hineinreicht. Nur der feinste Wüstensand geht an der Küste von Afrika und Australien, durch den Wind getrieben, weiter in den Ocean.

Vulcanische Fragmente und kleine Partikel von Bimstein sind bezeichnend für Tiefseebildungen; wenn sie schon etwas zersetzt sind und mit Haifischzähnen, Walfischknochen, Manganknollen und Kügelchen von kosmischem Staub vergesellschaftet auftreten, so kann man sicher sein, dass sie aus den grössten oceanischen Tiefen, fern von jedem Continente, stammen.

Das Material, welches die Grundlage der Tiefsee-Untersuchungen bildet, wird im zweiten Capitel des Werkes in ausserordentlich übersichtlicher Weise geordnet und in Form von synoptischen Tafeln zugänglich gemacht. Für jede einzelne Probe wird neben Nummer der Station, Position derselben, Tiefe, Temperatur des Wassers am Boden und an der Oberfläche, zunächst ihre Bezeichnung und ihr physikalischer Charakter angeführt. Es folgt ihr procentarischer Kalkgehalt und die Angabe, wie viel davon auf Foraminiferen und andere Organismen fällt, und welche Gattungen derselben vorkommen. Nach Behandlung der Probe mit Salzsäure wird der Procentsatz des Residuums und die Zusammensetzung desselben aus kieselsäurehaltigen Organismenresten, Mineralien und feinstem Schlämmrückstand neben allgemeineren Bemerkungen verzeichnet.

Man ist dadurch in den Stand gesetzt, die Veränderungen der Natur und der Zusammensetzung der Tiefseeproben und deren Zusammenhang mit dem Wechsel der physikalischen Bedingungen durch den ganzen Weg der Reise von Station zu Station und Ocean zu Ocean zu verfolgen. In der That folgt auch die weitergehende Besprechung diesem Wege und hebt an jeder Station, die etwas Wichtiges bietet, das für sie charakteristische Moment hervor.

Wir müssen uns darauf beschränken, hier nur ganz kurz einige Punkte von besonderem Interesse herauszugreifen, um so mehr, als bei der Erörterung der einzelnen Sedimente eine Zusammenfassung dieser Resultate erfolgt.

Atlantischer Ocean. Wo zwischen Teneriffa und Sombbrero die Tiefe nicht unter 2600 Faden sank, waren die Sedimente Globigerinen- und Pteropodenschlamm mit über 50%  $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$ ; der Kalkgehalt sank mit zunehmender Tiefe, bis bei 3000 Faden nur noch Spuren davon vorhanden waren. Abgerundete kleine Quarzfragmente stammten aus der Sahara und waren durch den Harmattan so weit in die See hinausgeführt worden. Zwischen den Bermuda-Inseln und dem amerikanischen Continente wuchsen mit der Annäherung an das Land die Zahl und Grösse der Mineralpartikel in den Sedimenten an. Noch südlich von den Bänken von New Foundland und schon ausserhalb der heutigen südlichen Verbreitungsgrenze des Treibeises traten viele Gesteinstrümmen und Mineralelemente (Glimmerschiefer, Feldspathe u. a. m.) auf, die nur durch Eisberge dahin gebracht sein konnten. Zwischen den Azoren und Madeira waren vulcanische Producte reich vertreten, während alle Continentalgesteine vollkommen fehlten. Auf der Fahrt von den Capverdischen Inseln nach St. Paul wurde bei 2450 Faden Tiefe das Sediment von grossen und dickschaligen Foraminiferen gebildet, wie hier auch an der Oberfläche die grössten Formen be-

obachtet wurden; feinschaligere Formen, wie *Candeina*, *Hastigerina*, fehlen vollkommen. In der Umgebung der Insel St. Paul ist der Meeresboden hart und mit Gesteinen der Insel bedeckt; in der tiefen Depression, die zwischen dieser letzteren und Fernando Noronha liegt, nimmt auch hier bei sonst gleichen Bedingungen der Oberfläche der Kalkgehalt mit zunehmender Tiefe ab.

Zwischen Fernando Noronha und Bahia weichen die Sedimente an der Küste von Brasilien durch ihre rothe Farbe, welche durch ockerartiges Material der Flüsse bedingt wird, und den fast vollkommen fehlenden Glaukonit von den Ablagerungen fast aller anderen Continentalküsten ab.

Um Tristan da Cunha liegt ein ausgedehntes submarines Plateau; mit dem Fortschritte nach Süden werden die Foraminiferenschalen kümmerlicher und einige tropische Formen verschwinden; die an den Küsten Amerikas so häufigen Quarzfragmente werden gegen die Mitte des Süd-atlantischen Oceans immer seltener. In einer Tiefe von 1035 Faden wurde aber zwischen dem Rio de la Plata und den Falklandsinseln ein grober Kies emporgebracht mit 1—2 cm grossen Geröllen, die aus Gneiss, Arkosen, Sandsteinen und Schiefeln des Continentes bestanden.

Aus dem Südlichen und Antarktischen Ocean ist hervorzuheben, dass vom Cap der guten Hoffnung bis zu den Prince Marion- und Edwards-Inseln die Foraminiferenschalen häufig mit einer grünen, einem vegetabilischen Stoffe nicht unähnlichen Materie, die jedenfalls nicht echter Glaukonit war, sich erfüllt zeigten. Bei Heard Island fand sich in 120—150 Faden Tiefe ein grober Kies mit Geröllen von 1—7 cm Durchmesser, die hauptsächlich aus Dolerit bestanden; aber auch Granit und Sandstein kam in ihnen vor. Am südlichsten Punkte, den die Challenger-Expedition erreichte (zwischen 64 und 66 lat. S.), wurden aus 1675 Faden Tiefe Gesteine des antarktischen Continentes emporgebracht, unter welchen Granite, Quarzdiorite, Dioritschiefer, Amphibolite, Glimmerschiefer, Quarzite und theilweise zersetzte Schiefer vertreten waren. Sie waren oft mit Manganüberzügen versehen und zeigten auch Glacialspuren; sie sind durch treibendes Eis an ihre Lagerstätten gelangt.

Der Pacifiche Ocean. Auch hier bestätigt sich das Gesetz, dass, je tiefer die See, um so geringer der Kalkgehalt der Ablagerungen ist. Zwischen den Neu-Hebriden und Raine Island enthielten bei 2440 Faden die tieferen Lagen des Sedimentes weniger Kalk als die der Bodenoberfläche näher liegenden. An der erstgenannten Inselgruppe fehlen die Reste der an der Oberfläche des Oceans sehr häufigen Pteropoden, Heteropoden und pelagischen Mollusken ebenso wie die Rhabdolithen und Coccolithen in 1350—1450 Faden Tiefe.

Für Concretionen, die zwischen den Arrou Islands und Banda aus 140 Faden in die Höhe kamen und die aus grauem und braunem Kalke bestehen, eine Grösse von 1—7 cm erreichen und cavernöse Structur mit Perforationen besitzen, ist eine Entstehung in grösserer Meerestiefe und eine erst secundäre Bildung der jetzigen geringen Tiefe nicht unwahrscheinlich.

In der grössten überhaupt gelotheten Tiefe von 4475 Faden auf der Fahrt von den Admiralitätsinseln nach Japan war eine sehr grosse Zahl von Radiolarien und Diatomeen, Bimsteinfragmente und Manganconcretionen vorhanden; das Sediment hatte eine rothbraune Farbe und die tieferen Lagen desselben zeigten eine feine Schichtung und bestanden ganz aus filzartig mit einander verwobenen Radiolarien und Diatomeen.

Schon zwischen den Sandwichinseln und Tahiti traten in 2610 Faden zahlreiche Philippsitkrystalle auf mit vielen kleinen Manganconcretionen und Palagoniten. In diesem Theile des Oceans und noch weiter östlich bis nahe an die Küste Amerikas finden sich immer die Manganknollen in grosser Menge zusammen mit Zähnen von *Carcharodon*, *Lamna*, *Oxyrhina* und Cetaceenknochen. Von Japan bis Valparaiso fehlt Glaukonit vollkommen; am Meeresboden lebende Thiere, wie auf Steinen festsitzende Foraminiferen, verschiedene Echinodermenformen, wie *Hymenaster*, *Ophiomusium*, *Cystechinus* u. a. kamen noch in 2000—2300 Faden Tiefe vor.

Im Allgemeinen ergibt sich aus dieser Zusammenstellung, dass die Reste von kalkabsondernden Organismen in den Tropen häufiger sind als anderswo, dass die pelagischen Organismen fern von Inseln und Continenten einen mehr oder weniger wesentlichen Theil der Ablagerungen bilden und dass sie mit dem Kälterwerden des Wassers abnehmen, dass am Boden lebende Thiere am häufigsten in seichtem Wasser und in der Küstennähe sind; endlich dass der Kalkgehalt mit der Tiefe abnimmt, bis im rothen Thon und im Radiolarienschlamm nur noch Spuren von ihm vorhanden sind.

Die verschiedenen Typen der recenten marinen Bildungen, ihre Composition, geographische und bathymetrische Vertheilung.

Der Charakter der Meeressedimente ist ein ausserordentlich wechselnder; die nach den physikalischen Verhältnissen so sehr verschiedenen Küstenablagerungen stehen in einem gewissen Gegensatz zu den Bildungen der hohen See, welchen auf grössere Entfernungen hin eine gleichmässiger Beschaffenheit zukommt und die nicht so jäh und unvermittelt wechseln wie jene. Da hier nur die Tiefseeablagerungen zum Gegenstand der Beschreibung gemacht werden, so ist zunächst die Frage zu beantworten, mit welcher Tiefe die Tiefseeablagerungen beginnen. Es liegt auf der Hand, dass in der Wahl der Grenze eine gewisse Willkür herrscht, und in der That sind auch von verschiedenen Forschern verschiedene Tiefen für den Beginn der Tiefsee angegeben worden. Von den Gelehrten des Challenger ist die 100 Faden-Linie als die Grenze zwischen Seichtwasser und Tiefsee festgesetzt worden und eine Reihe von Gründen sprechen für diese Wahl. Sie ist zunächst die bis jetzt am besten bekannte und auf den Karten eingetragene bathymetrische Linie; in der Tiefe von 100 Faden ist ungefähr die untere Grenze aller mechanischen Wirkungen der Wellen; vegetabilisches Leben und Sonnenlicht fehlen hier schon fast ganz. Diese 100 Faden-Linie hat auch eine Bedeutung als die äussere Grenze der continentalen Massen gegen die oceanischen Depressionen und alle gröbereren Deposita vom festen Lande liegen innerhalb derselben.

Von dieser Linie als Grenze ausgehend, erhält man nach geographischer und bathymetrischer Position drei Gruppen von marinen Sedimenten: Tiefsee-, Seichtwasser- und Littoralbildungen, wenn unter den letzteren die Sedimente zwischen Hochwasser- und Tiefwasserstand verstanden werden. Nach dem Ursprung der sie zusammensetzenden Elemente theilen sich die Sedimente in pelagische und terrigene; bei den letzteren stammt das Material von der mechanischen Abtragung des festen Landes; die ersteren enthalten hauptsächlich Reste pelagischer Organismen und die letzteren Zersetzungsproducte von Gesteinen und Mineralien.

Unter diese Gruppen ordnen sich die gesammten Meeressedimente in folgender Weise ein:

Marine Ablagerungen:

|   |   |   |
|---|---|---|
| 1. Tiefsee-Ablagerungen (ausserhalb der 100 Faden-Linie)                              | {<br>Rother Thon<br>Radiolarienerde<br>Diatomeenerde<br>Globigerinenerde<br>Pteropodenerde<br>} | } I. Pelagische Ablagerungen (in tiefem Wasser, fern vom Lande gebildet). |
|   |   |   |
| 2. Seichtwasser-Ablagerungen (zwischen der 100 Faden-Linie und dem Niederwasserstand) | {<br>Sande, Kiese,<br>Schlamm etc.                 }  | }   |
| 3. Littorale Ablagerungen (zwischen Hoch- und Niederwasserstand)                      | {<br>Sande, Kiese,<br>Schlamm etc.                 }  |   |

Die littoralen Ablagerungen nehmen, wenn die Küstenlänge des gesammten Festlandes zu 200 000 km und die durchschnittliche Breite der Littoralzone zu  $\frac{1}{2}$  englische Meile angenommen werden, ein Areal von 160 000 km<sup>2</sup> ein.

Ihr Charakter ist äusserst variabel; mechanische Kräfte spielen eine grosse Rolle und häufen viel grobes Material an; aber auch chemische Factoren kommen zur Geltung (Salzlager).

Den Seichtwasserbildungen würden ungefähr 10 Millionen englische Quadratmeilen<sup>1</sup> (circa 25,6 Millionen km<sup>2</sup>) an Areal zufallen;

<sup>1</sup> Ueber den Betrag in km<sup>2</sup> ist hier nichts angegeben; aus der Umrechnung nach dem bei den Littoralbildungen angegebenen Verhältniss

ihrem Ursprunge nach gehören sie ebensalls zum festen Lande und an ihrer oberen Grenze gehen sie in die littoralen Ablagerungen über; wie diese, sind sie noch unter dem mechanischen Einfluss von Gezeiten, Wellen, Strömungen etc., aber mit der Annäherung an die 100 Faden-Linie verschwindet derselbe mehr und mehr. Ihrer Zusammensetzung nach können sie ebensowohl ganz der organischen Beimengungen entbehren, oder vollständig aus solchen, z. B. aus Korallenriffen, bestehen.

Für die eigentlichen Tiefseeablagerungen sind Schlamm, organische Erde, Thon charakteristisch; die grosse Einförmigkeit wird nur durch das von treibenden Eisbergen mitgeführte Material unterbrochen. Durch den grösseren Theil des Wassers herrscht über diesen Sedimenten eine gleichbleibende Temperatur von 8° C., der Einfluss von Breite und Jahreszeit erstreckt sich nicht über die 100 Faden-Linie hinaus; thierisches Leben kommt überall vor, ist aber in geringeren Tiefen häufiger als in den grössten abyssischen Gründen. Die einzelnen Partikel der Sedimente sind sehr klein; chemische Prozesse führen dort zu Neubildungen in situ auf dem Meeresboden.

Die erste Gruppe der Tiefseeablagerungen wird gebildet durch die

### I. Pelagischen Sedimente.

Sie liegen in den grössten Tiefen, weit vom Lande; Sande oder andere Bestandtheile vom Festlande kommen nur ausnahmsweise in beträchtlicher Menge vor. Die charakteristischen Mineralien stammen von vulcanischen Eruptionen und gelangten durch Aschenregen oder aus flottirendem Bimstein an ihre Lagerstätte; andere sind secundär in situ gebildet. Die Reste der an der Oberfläche lebenden pelagischen Organismen spielen eine wichtige Rolle; nur in den grössten Tiefen sind diese organischen Sedimente durch rothen Thon ersetzt, der aus der Zersetzung von Mineralien und Gesteinen in situ entstand.

Die physikalischen Bedingungen sind uniform bei diesen Sedimenten; zwischen den einzelnen Typen derselben herrschen allmähliche Übergänge; das Wachsthum und die Anreicherung ist in manchen äusserst langsam, so dass im rothen Thone z. B. Thierformen von tertiärem Charakter neben recenten liegen.

#### Der rothe Thon.

Die am meisten verbreitete und aller Wahrscheinlichkeit nach am meisten charakteristische Tiefseebildung ist der überall in den grösseren Tiefen der centralen Theile der Oeane vorkommende „rothe Thon“.

Während er zuerst für feinstes im Wasser suspendirtes und vom Festlande stammendes Material angesehen wurde, wies 1877 MURRAY seinen Ursprung als Zersetzungsproduct von Thonerdesilicaten aus subaërischen und submarinen vulcanischen Producten nach.

von diesen englischen Quadratmeilen und Quadratkilometern würde 1 Square Mile = 2,56 km<sup>2</sup> betragen.

Farbe und Thonerdegehalt wechseln; aber ein wasserhaltiges Thonerdesilicat von der Constitution  $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 + 2H_2O$  bildet immer die Basis. Die röthliche und bräunliche Farbe kann in Folge beigemengter organischer Substanz oder von Eisensulphid auch bläulich werden. Die tieferen Lagen einer Probe zeigten oft beträchtliche Unterschiede gegen die an der Oberfläche liegenden sowohl in Farbe wie Composition und Gehalt an  $CaOCO_2$ .

Rein ist er homogen, plastisch, schmilzt aber leicht vor dem Löthrohr in Folge der zahlreich beigemengten winzigen Bimsteinsplitterchen. Durch starke Anreicherung von Foraminiferen, besonders Globigerinen geht er in Globigerinenerde über; sehr häufig kommen Pulvinulinen, Sphäroidinen, Rhabdolithen neben am Meeresboden lebenden Foraminiferengattungen vor; in einzelnen Theilen des Südpacifischen Oceans liegen in ihm Tausende von Haifiszähnen und Walfischknochen. Das auf dem Meeresboden überall vorhandene organische Leben erreicht sein Minimum in den Gebieten des rothen Thones. Auch die Reste von pelagischen Organismen mit Kieselsäureskeletten kommen häufig vor und führen den Übergang zur Radiolarienerde herbei; stellenweise fehlen sie aber gänzlich.

Ausser dem Thonerdesilicathydrat und den organischen Elementen kommen auch anorganische Beimengungen aus den verschiedensten Quellen vor: auf den Meeresboden gesunkene, schon mehr oder weniger zersetzte Bimsteinknollen, die oft mit einer Manganrinde überzogen sind; Manganconcretionen, besonders häufig da, wo basische Eruptivgesteine vorkommen; kleine magnetische Kügelchen mit metallischem Kerne von kosmischem Ursprunge sind am häufigsten in den Gebieten des rothen Thones; im Südindischen und Pacifischen Oceane treten zahlreich kleine Krystalle von Phillipsit auf. In Folge dieser zahlreichen heterogenen Beimengungen zeigen die zahlreichen Analysen eine grosse Variabilität.

Nachstehend sind deren 3 aus verschiedenen Meerestheilen angeführt; 2 davon mit extremem und die von Station 253 mit mittlerem Gehalt an  $Al_2O_3$ :

|                                  | No. 2<br>Station 5                        | No. 16<br>Station 253    | No. 9<br>Station 20      |
|----------------------------------|---|--------------------------|--------------------------|
| Position                         | { 24° 28' W.<br>24 20 N.                  | { 156° 25' W.<br>38 9 N. | { 59° 35' W.<br>18 56 N. |
| Tiefe                            | 2740 Faden                                | 3125 F.                  | 2975 F.                  |
| Glühverlust                      | 2,60                                      | 4,50                     | 7,45                     |
| In<br>H Cl<br>löslicher<br>Theil | { Si O <sub>2</sub> . . 12,54             | 24,70                    | 26,00                    |
|                                  | { Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . 2,15 | 8,31                     | 12,28                    |
|                                  | { Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . 4,76 | 7,95                     | 11,44                    |
|                                  | { Mn O <sub>2</sub> . . —                 | 0,55                     | —                        |
|                                  | { Ca C O <sub>3</sub> . 60,29             | 0,92                     | 3,50                     |
|                                  | { Ca S O <sub>4</sub> . 0,29              | 0,37                     | 1,47                     |
|                                  | { Ca <sub>3</sub> 2 P O <sub>4</sub> 2,09 | 0,19                     | Spur                     |
| { Mg C O <sub>3</sub> . 0,72     | 2,70                                      | 2,14                     |                          |
| S.                               | 82,84                                     | S. 45,69                 | S. 56,83                 |

|                  | No. 2<br>Station 5                      | No. 16<br>Station 253 | No. 9<br>Station 20 |
|------------------|---|-----------------------|---------------------|
| In               | Si O <sub>2</sub> . . 9,80              | 37,40                 | 24,40               |
| H Cl             | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . 3,13 | 7,75                  | 7,28                |
| unlös-<br>licher | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . 0,84 | 3,88                  | 2,36                |
|                  | Ca O . . 0,68                           | 0,28                  | 1,18                |
| Theil            | Mg O . . 0,11                           | 0,50                  | 0,50                |
|                  | S. <u>14,56</u>                         | S. <u>49,81</u>       | S. <u>35,72</u>     |
|                  | 100,00                                  | 100,00                | 100,00              |

Dem Materiale nach kommt dem rothen Thon folgende durchschnittliche Zusammensetzung zu:

|                                     |                                       |               |
|-------------------------------------|---------------------------------------|---------------|
| Kalkcarbonat                        | Pelagische Foraminiferen . . . . .    | 4,77          |
|                                     | Am Meeresgrunde lebende Foraminiferen | 0,59          |
|                                     | Andere Organismen . . . . .           | 1,34          |
|                                     | S.                                    | 6,70          |
| (nach der Behand-<br>lung mit H Cl) | Kieselige Organismen . . . . .        | 2,39          |
|                                     | Mineralien . . . . .                  | 5,56          |
|                                     | Feinstes Schlammproduct . . . . .     | 85,35         |
|                                     | S.                                    | 93,30         |
|                                     |                                       | <u>100,00</u> |

Hier ist besonders der hohe Procentsatz an sehr feinem Materiale bemerkenswerth, wie denn auch die Mineralpartikel meist unter einer Grösse von 0,05 mm bleiben; solche, die grösser werden, machen nicht mehr als höchstens 1—2% des ganzen Sedimentes aus.

Es ist aber evident, dass der rothe Thon in erster Linie ein chemisches Sediment ist, das allgemein in den oceanischen Becken gebildet wird, das aber mit seinen typischen Charakteren nur in den grössten Tiefen auftritt; auf die Entstehung und den Bildungsvorgang des Thonerdesilicates werden wir noch zurückzukommen haben.

Die Verbreitung des rothen Thones wird auf ca. 51 500 000 Quadratmeilen (ca. 131 840 000 km<sup>2</sup>) geschätzt; ein enormer Betrag, der mehr als  $\frac{1}{4}$  des Gesamtareals der Erde ausmachen würde. Im Atlantischen Oceane findet er sich in 5 isolirten Gebieten, wovon 2 im nördlichen und 3 im südlichen Theile desselben liegen. In diesem Meere sowohl wie im Indischen Ocean besitzt die Globigerinenerde eine weitere Verbreitung, aber im Stillen Ocean bedeckt der rothe Thon bei weitem den grössten Theil des Meeresbodens (hier allein ca. 108 120 000 km<sup>2</sup>).

#### Die Radiolarienerde.

Wie der rothe Thon, so ist auch die Radiolarienerde in ihrer typischen Form auf die grösseren Tiefen der oceanischen Becken beschränkt; es kommt ihr sogar noch ein höherer Betrag der Durchschnittstiefe als jenem zu. Sie gleicht dem rothen Thone in vielen Beziehungen und abgesehen von der grösseren Menge der kieseligen Organismenreste, wie

Radiolarienschalen, deren Vorherrschen sie ihrem Namen verdankt, Spongienadeln und Diatomeen sind keine durchgreifenden Unterschiede gegen jenen vorhanden.

Die Farbe ist roth, braun oder gelblich, eine Probe von 3 Zoll Dicke bei 143° O. 11° 24' N. aus 4475 Faden Tiefe zeigte eine obere rothe, manganreichere Lage gegenüber der mehr gelben unteren Schicht, welche eher der Diatomeenerde glich. Zahlreich sind kleine Agglomerate der kieseligen Organismenreste und von vulcanischem Detritus, die durch amorphe Kieselsäure verkittet sind. Ein Sediment, das sonst aus rothem Thon bestand, aber über 20% Radiolarien führte, wurde der Radiolarienerde zugerechnet; nicht nur die Individuen, auch die Artenzahl ist in vielen Proben eine sehr grosse; in einer solchen waren 338 Arten von Radiolarien vertreten.

Die Zusammensetzung im Durchschnitt aus den einzelnen Materialien ist folgende:

|              |   |                                      |       |          |
|--------------|---|--------------------------------------|-------|----------|
| Kalkcarbonat | { | Pelagische Foraminiferen . . . . .   | 3,11  |          |
|              |   | Am Boden lebende Foraminiferen . . . | 0,11  |          |
|              |   | Andere Organismen . . . . .          | 0,79  |          |
|              |   |                                      |       | S. 4,01  |
| Residuum     | { | Kieselige Organismen . . . . .       | 54,44 |          |
|              |   | Mineralien . . . . .                 | 1,67  |          |
|              |   | Feinstes Schlammproduct . . . . .    | 39,88 |          |
|              |   |                                      |       | S. 95,99 |
|              |   |                                      |       | 100,00   |

Gegenüber dem rothen Thone liegt hier der Hauptunterschied im vergrößerten Gehalt an kieseligen Organismen und verringerter Menge des feinsten Schlammproducts.

Auch hier zeigen die Analysen verschiedene Werthe je nach der Natur der den Radiolarien beigemengten Bestandtheile:

|                               |   | Globigerinenerde.<br>No. 28<br>Station 265<br>Position { 12° 42' N.<br>{ 152 1 W.<br>Tiefe 2900 Faden. | Diatomeenerde.<br>No. 31<br>Station 157<br>Position { 53° 55' S.<br>{ 108 35 O.<br>Tiefe 1950 Faden. |       |
|-------------------------------|---|--|--|-------|
|                               |   | 4,30   | 5,30   |       |
| In H Cl<br>löslicher<br>Theil | { | Si O <sub>2</sub> . . . .  | 38,75  | 67,92 |
|                               |   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .   | 6,75   | 0,55  |
|                               |   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .   | 11,20  | 0,39  |
|                               |   | Mn O <sub>2</sub> . . . .  | 0,57   | —     |
|                               |   | Ca CO <sub>3</sub> . . . .   | 2,54   | 19,29 |
|                               |   | Ca SO <sub>4</sub> . . . .   | 0,29   | 0,29  |
|                               |   | Ca <sub>3</sub> 2 PO <sub>4</sub> . . .  | 0,65   | 0,41  |
|                               |   | Mg CO <sub>3</sub> . . . .   | 2,46   | 1,13  |
|                               |   | S. 63,21   | S. 89,98   |       |

|                                     |   | Globigerinenerde.                      |       |        | Diatomeenerde. |
|-------------------------------------|---|--|-------|--------|----------------|
|                                     |   | No. 28                                 |       |        | No. 31         |
|                                     |   | Station 265                            |       |        | Station 157    |
| In HCl<br>unlös-<br>licher<br>Theil | { | SiO <sub>2</sub> . . . .               | 21,02 |        |                |
|                                     |   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . | 6,19  |        |                |
|                                     |   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . | 3,09  |        |                |
|                                     |   | CaO . . . .                            | 1,85  |        |                |
|                                     |   | MgO . . . .                            | 0,34  |        |                |
|                                     |   | S.                                     | 32,49 |        |                |
|                                     |   | 100,00                                 |       |        |                |
|                                     |   |  |       |        |                |
|                                     |   |  |       | S.     | 4,72           |
|                                     |   |  |       | 100,00 | 100,00         |

Der Glühverlust kommt durch das mit der Kieselsäure der Organismen verbundene Wasser.

Hinsichtlich der Verbreitung fällt das vollkommene Fehlen der Radiolarienerde im Atlantischen Ocean auf. Dagegen ist sie im Indischen Ocean und besonders in den centralen und westlichen Theilen des Pacifischen Oceans sehr verbreitet; sie dürfte ca. 1 161 000 Quadratmeilen (2 972 160 km<sup>2</sup>) bedecken.

#### Die Diatomeenerde.

In dem in nassem Zustande gelblichen, trocken, aber weissen Schlamm herrschen Diatomeen vor; die oberen Lagen des Sedimentes sind dünn und wässerig, die unteren mehr cohärent. Ausser Diatomeen sind andere kieselige Organismenreste wie Spongiennadeln und Radiolarienskelette sehr häufig. Eine Analyse ist oben wiedergegeben; die durchschnittliche Zusammensetzung aus den einzelnen Materialien ist folgende:

|              |   |                                    |       |  |  |
|--------------|---|------------------------------------|-------|--|--|
| Kalkcarbonat | { | Pelagische Foraminiferen . . . . . | 18,21 |  |  |
|              |   | Am Boden lebende Foraminiferen . . | 1,60  |  |  |
|              |   | Andere Organismen . . . . .        | 3,15  |  |  |
|              |   | S.                                 | 22,96 |  |  |
| Residuum     | { | Kieselige Organismen . . . . .     | 41,00 |  |  |
|              |   | Mineralien . . . . .               | 15,60 |  |  |
|              |   | Feinstes Schlammproduct . . . . .  | 20,44 |  |  |
|              |   | S.                                 | 77,04 |  |  |
|              |   | 100,00                             |       |  |  |

Auf dem Meeresboden innerhalb des Areals der Diatomeenerde lebt eine sehr grosse Anzahl von Tiefseethieren.

Ihrer Verbreitung nach ist die Diatomeenerde auf eine breite Zone, welche im südlichen Atlantischen, Indischen und Pacifischen Ocean den antarktischen Continent umgürtet und auf ein kleineres Gebiet im Nordpacifischen Ocean, nordöstlich von Japan, beschränkt. In Folge des Fehlens derselben in den äquatorialen Gegenden kommen keine Radiolarien- und Diatomeenformen, welche für die Tropen charakteristisch sind, vor, ebensowenig treten Coccolithen und Rhabdolithen auf.

Das von der antarktischen Zone der Diatomeenerde bedeckte Areal wird auf 10 880 000 Quadratmeilen (28 832 000 km<sup>2</sup>), das Gebiet im nördlichen Stillen Ocean auf 40 000 Quadratmeilen (106 000 km<sup>2</sup>) beziffert.

Die Globigerinenerde.

Die ersten Proben dieses charakteristischen Tiefseeschlammes wurden schon 1853 von EHRENBURG und BAILEY beschrieben; *Globigerina bulloides* allein bildet einen hohen Procentsatz in demselben. Foraminiferenführende Ablagerungen, die hauptsächlich aus dieser Form bestanden und über 30% CaCO<sub>3</sub> enthielten, wurden als Globigerinenerde bezeichnet. Würde man schon einen Gehalt von 10—15% an Foraminiferen, unter denen die Globigerinen prävaliren, für Globigerinenerde bestimmend sein lassen, so wäre weitaus der grösste Theil aller Tiefseesedimente dieser zuzurechnen, so verbreitet sind überall die Globigerinenschalen, die durch 10 verschiedene Arten repräsentirt sind. Die meisten dieser Foraminiferen (von Wichtigkeit sind noch die Gattungen *Hastigerina*, *Pullenia*, *Sphaeroidina*, *Pulvinulina* u. a.) sind pelagische Formen; ihre Schalen sanken in die Tiefe und erzeugten diese Ablagerungen; sie finden sich aber auch häufig in anderen Sedimenten, besonders in der Pteropodenerde.

Ihre typischste Entwicklung zeigt die Globigerinenerde in einer Tiefe von ca. 2000 Faden; in den Tropen und subtropischen Regionen sind oft grosse Mengen von Schalen pelagischer Mollusken vorhanden, so dass Übergänge zu Pteropoden und Heteropodenerden entstehen. Coccolithen und Rhabdolithen bilden oft bis zu 15% der Globigerinenerde; auch zahlreiche am Boden lebende Organismen kommen in ihrem Bereiche vor; in grösseren nördlichen und südlichen Breiten pflegen aber die Coccolithen zu fehlen.

Die Durchschnittszusammensetzung der 118 Proben von Globigerinenerde des „Challenger“ ist folgende:

|              |   |                                    |       |        |
|--------------|---|------------------------------------|-------|--------|
| Kalkcarbonat | { | Pelagische Foraminiferen . . . . . | 53,10 |        |
|              |   | Am Boden lebende Foraminiferen . . | 2,13  |        |
|              |   | Andere Organismen . . . . .        | 9,24  |        |
|              |   |                                    | S.    | 64,47  |
| Residuum     | { | Kieselige Organismen . . . . .     | 1,64  |        |
|              |   | Mineralien . . . . .               | 3,33  |        |
|              |   | Feinstes Schlammproduct . . . . .  | 30,56 |        |
|              |   |                                    | S.    | 35,53  |
|              |   |                                    |       | 100,00 |

Die wichtige Rolle, welche die Kalkschalen der Organismen spielen, zeigt sich in dem hohen Procentsatz des in Salzsäure löslichen Theiles in den Analysen. Im Folgenden sind deren 3 mit möglichst verschiedenem Kalkgehalt angeführt:

|                      | No. 35.<br>Station 11.  | No. 44.<br>Station 176.                                      | No. 53.<br>Station 338.                                      |
|----------------------|---|--|--|
| Position             | { 22° 45' N.<br>40 37 W.  | { 18° 30' S.<br>173 52 O.                                    | { 21° 15' S.<br>14 2 W.                                      |
| Tiefe                | 2575 Faden.   | 1450 Faden.  | 1990 Faden.  |
| Glühverlust          | 9,13  | 5,00   | 1,40   |
| In löslicher Theil   | { Si O <sub>2</sub> . . . 12,22<br>Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . 5,61<br>Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . 4,65<br>Mn O <sub>2</sub> . . . —<br>Ca C O <sub>3</sub> . . . 51,16<br>Ca S O <sub>4</sub> . . . 1,02<br>Ca <sub>3</sub> 2 P O <sub>4</sub> . . . —<br>Mg C O <sub>3</sub> . . . 1,93 | { 9,30<br>2,00<br>6,16<br>—<br>62,41<br>0,58<br>0,84<br>1,51 | { 1,36<br>0,65<br>0,60<br>—<br>92,54<br>0,19<br>0,90<br>0,87 |
| S.                   | 76,59   | 82,80  | 97,11  |
| In unlöslicher Theil | { Si O <sub>2</sub> . . .<br>Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .<br>Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . } 14,28<br>Ca O . . .<br>Mg O . . .   | { 8,20<br>2,30<br>1,04<br>0,40<br>0,26                       | { } 1,49   |
| S.                   | 14,28   | 12,20  | 1,49   |
|                      | 100,00  | 100,00   | 100,00   |

Die Globigerinenerde gehört mit dem rothen Thon zu den am weitesten verbreiteten Tiefseesedimenten; das von ihr bedeckte Areal beträgt 49 520 000 Quadratmeilen (130 771 200 km<sup>2</sup>). Die Hauptentwicklung liegt im Atlantischen Ocean (22 500 000 Quadratmeilen [59 625 000 km<sup>2</sup>]); im Pacifischen Ocean nimmt sie nur 14 800 000 Quadratmeilen (39 220 000 km<sup>2</sup>) Areal ein.

Sie bedeckt alle mittleren Tiefen in grösseren Entfernungen von Inseln und Continenten; sie ist besonders da entwickelt, wo warme Strömungen an der Oberfläche ein reiches pelagisches Thierleben gestatten; so ist ihre Verbreitung im Nordatlantischen Ocean direct der Wirkung des Golfstromes zuzuschreiben. In tropischen Gegenden erstreckt sich die Globigerinenerde in tiefere Regionen als in grösseren nördlichen und südlichen Breiten.

#### Die Pteropodenerde.

Auf die grosse Ähnlichkeit mit der Globigerinenerde wurde schon hingewiesen. Ein sehr grosser Theil des Kalkgehaltes stammt von den Schalen der pelagischen Pteropoden und Heteropoden, die in einer grossen Anzahl von Arten vertreten sind. Aber obwohl in den Tropen und Subtropen diese Thiere überall in reicher Zahl an der Oberfläche vorhanden sind, so fehlen sie dort doch in allen Tiefen die unter 2000 Faden hinabgehen. Die Pteropoden und Heteropoden bilden bis 30 % des Sedimentes;

ausserdem sind aber insbesondere pelagische Gastropoden und Foraminiferen (*Janthina, Candeina nitida*) häufig vertreten.

Die durchschnittliche Zusammensetzung ist folgende:

|              |   |                                    |          |
|--------------|---|------------------------------------|----------|
| Kalkcarbonat | { | Pelagische Foraminiferen . . . . . | 47,15    |
|              |   | Am Boden lebende Foraminiferen . . | 3,15     |
|              |   | Andere Organismen . . . . .        | 28,95    |
|              |   |                                    | S. 79,25 |
| Residuum     | { | Kieselige Organismen . . . . .     | 2,89     |
|              |   | Mineralien . . . . .               | 2,85     |
|              |   | Feinstes Schlämmpduct . . . . .    | 15,01    |
|              |   |                                    | S. 20,75 |
|              |   |                                    | 100,00   |

Der Hauptunterschied gegen die Globigerinererde liegt in dem hohen Procentsatz von Organismen mit Kalkschalen, die nicht Foraminiferen sind.

Die 3 angeführten Analysen zeigen fast dieselbe Zusammensetzung; im Folgenden ist eine davon wiedergegeben:

No. 60.  
Station 22.  
Position { 18° 40' N.  
          { 62 56 W.  
Tiefe 1420 Faden.

|                                 |   |  |          |
|---------------------------------|---|--|----------|
|                                 |   | Glühverlust                                  | 3,80     |
| In H Cl<br>löslicher<br>Theil   | { | Si O <sub>2</sub> . . . . .                  | 4,14     |
|                                 |   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } . . . . .   | 4,42     |
|                                 |   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> }             |          |
|                                 |   | Mn O <sub>2</sub> . . . . .                  | —        |
|                                 |   | Ca C O <sub>3</sub> . . . . .                | 80,69    |
|                                 |   | Ca S O <sub>4</sub> . . . . .                | 0,41     |
|                                 |   | Ca <sub>3</sub> 2 P O <sub>4</sub> . . . . . | 2,41     |
|                                 |   | Mg C O <sub>3</sub> . . . . .                | 0,68     |
|                                 |   |  | S. 92,75 |
| In H Cl<br>unlöslicher<br>Theil | { | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } . . . . .   | 3,45     |
|                                 |   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> }             |          |
|                                 |   | Si O <sub>2</sub> }                          |          |
|                                 |   |  | 100,00   |

Die Pteropodenerde wurde vom Challenger nur im Atlantischen Ocean gefunden und am typischsten in Tiefen, die nicht unter 1400 Faden hinuntergehen. Sie dürfte 400 000 Quadratmeilen (1 060 000 km<sup>2</sup>) des Seebodens bedecken.

Gegenüber diesen pelagischen Sedimenten bilden eine zweite Gruppe der Tiefseeablagerungen die

### II. Terrigenen Sedimente.

Die terrigenen Ablagerungen der Tiefsee, also ausserhalb der 100 Faden-Linie gebildet, sind ihrem Ursprung nach von derselben Natur wie diejenigen des Seichtwassers und der Littoralzone. Die Unterschiede derselben sind

nur eine Folge der veränderten physikalischen Bedingungen. Die terrigenen Tiefseesedimente gehen an ihrer unteren Grenze in die pelagischen Tiefseebildungen ebenso allmählich über, wie über oder unter der 100 Fadenlinie in die Seichtwasserdeposita. Die im Flusswasser suspendirten feinen Theile werden weit hinaus in das Meer geführt und es wurde gezeigt, dass eine beträchtliche Menge von thoniger Substanz im Meerwasser suspendirt bleibt und zwar mehr bei niederer und weniger bei höherer Temperatur desselben.

Die grosse Menge aber des mechanisch suspendirten Materiales sinkt schon in der Nähe des festen Landes zu Boden; die Wirkungen von Flüssen, Wind und Wellen, Strömungen und Gezeiten vereinigen sich, um die feinen Bestandtheile hinauszuführen und sie in stillerem Wasser als Schlamm zum Absatz zu bringen.

Das Areal der terrigenen Ablagerungen wird auf 28 662 500 Quadratmeilen (73 375 000 km<sup>2</sup>) angegeben.

Davon entfallen auf die terrigenen Tiefseeablagerungen 18 600 000 Quadratmeilen (47 616 000 km<sup>2</sup>), auf die terrigenen Seichtwasserablagerungen 10 000 000 Quadratmeilen (25 600 000 km<sup>2</sup>), auf die terrigenen Ablagerungen der Littoralzone 62 500 Quadratmeilen (160 000 km<sup>2</sup>).

#### Der blaue Schlamm.

Die Farbe, welcher der „blaue Schlamm“ seinen Namen verdankt, rührt theils von organischer Substanz, theils von beigemengtem Eisensulfid her. Er tritt im tieferen Wasser um continentales Land und in den tieferen Theilen von mehr oder weniger abgeschlossenen Seebecken auf. Seine Zusammensetzung ist sehr heterogen wie überhaupt bei allen aus der mechanischen Abtragung des Festlandes hervorgegangenen Absätzen. Als charakteristisch für diese Letzteren im Allgemeinen kann noch erwähnt werden, dass kleine Quarzpartikel weitaus unter den mineralischen Gemengtheilen vorherrschen, während sie in pelagischen Sedimenten sehr selten sind oder ganz fehlen; daneben treten alle möglichen gesteinsbildenden Mineralien auf. Der hohe Procentsatz an solchen Bestandtheilen zeigt sich am besten in folgender Zusammenstellung:

|              |   |                                    |       |        |
|--------------|---|------------------------------------|-------|--------|
| Kalkcarbonat | { | Pelagische Foraminiferen . . . . . | 7,52  |        |
|              |   | Am Boden lebende Foraminiferen . . | 1,75  |        |
|              |   | Andere Organismen . . . . .        | 3,21  |        |
|              |   |                                    | S.    | 12,48  |
| Residuum     | { | Kieselige Organismen . . . . .     | 3,27  |        |
|              |   | Mineralien . . . . .               | 22,48 |        |
|              |   | Feinstes Schlämmpduct . . . . .    | 61,77 |        |
|              |   |                                    | S.    | 87,52  |
|              |   |                                    |       | 100,00 |

In der chemischen Analyse zeigt sich ein auffallender Gegensatz zu den pelagischen Sedimenten, indem ein weit höherer Procentsatz auf die in Salzsäure unlöslichen Bestandtheile — im Wesentlichen die mineralischen

Beimengungen — entfällt. Bei der complexen Zusammensetzung dieser Sedimente zeigen zwei Analysen derselben Tiefseeprobe oft schon grosse Unterschiede. Da bei der complexen Zusammensetzung dieser terrigenen Sedimente der charakterisirende Werth der Analysen nur ein geringer ist, wurde von jedem Typus der terrigenen Tiefseesedimente nur je eine Analyse zu folgender Zusammenstellung angeführt:

|                                      | Blauer Schlamm.<br>No. 65.<br>Station 323.         | Rother Schlamm.<br>No. 54.<br>Station 120. | Korallensand.<br>No. 71.<br>Station 172.         |
|--------------------------------------|--|--|--|
|                                      | Position { 35° 39' S.<br>50 47 W.                  | Position { 8° 37' S.<br>34 28 W.           | Position { 20° 58' S.<br>175 9 W.                |
|                                      | Tiefe 1900 Faden.                                  | Tiefe 675 Faden.                           | Tiefe 18 Faden.                                  |
|                                      | Si O <sub>2</sub> . . . . . 59,54                  | 31,66                                      | Spur   |
|                                      | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 19,42     | 9,21                                       | } 1,42   |
|                                      | F <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 7,15       | 4,52                                       |  |
|                                      | Phosphor und } Spuren                              | SO <sub>3</sub> 0,27                       | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> } 42,28            |
|                                      | Schwefelsäure }                                    | CO <sub>2</sub> 17,13                      | CO <sub>2</sub> 50,27                            |
|                                      | Ca O . . . . . 1,68                                | 25,68                                      | 3,00   |
|                                      | Mg O . . . . . 1,93                                | 2,07                                       | } Spuren   |
|                                      | K <sub>2</sub> O . . . . . 1,35                    | 1,33                                       |  |
|                                      | Na <sub>2</sub> O . . . . . 2,68                   | 1,63                                       |  |
|                                      | Cl . . . . . —                                     | 2,46                                       | Mn Spur  |
|                                      | Glühverlust . . 6,24                               | 6,02                                       | Organ. Substanz 2,78                             |
|                                      | <u>99,99</u>                                       | <u>101,98</u>                              | <u>99,75</u>                                     |
|                                      | Grüner Schlamm.<br>No. 67.<br>Station 164 B.       |  | Vulcanischer Schlamm.<br>No. 69.<br>Station 7 T. |
|                                      | Position { 34° 13' S.<br>151 38 O.                 |  | Position { 28° 42' N.<br>17 8 W.                 |
|                                      | Tiefe 410 Faden.                                   |  | Tiefe 1750 Faden.                                |
|                                      | Glühverlust  | 3,30                                       | 6,30   |
| In H Cl<br>löslicher<br>Theil        | { Si O <sub>2</sub> . . . . . 9,28                 |  | 11,71  |
|                                      | { Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 2,50    |  | 5,71   |
|                                      | { Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 12,30   |  | 7,14   |
|                                      | { Ca CO <sub>3</sub> . . . . . 46,36               |  | 41,43  |
|                                      | { Ca SO <sub>4</sub> . . . . . 0,58                |  | 1,15   |
|                                      | { Ca <sub>3</sub> 2 PO <sub>4</sub> . . . . . 0,70 |  | Spur   |
|                                      | { Mg CO <sub>3</sub> . . . . . 0,57                |  | 1,93   |
|                                      | S. <u>72,29</u>                                    |  | S. <u>68,57</u>                                  |
| In H Cl<br>unlös-<br>licher<br>Theil | { Si O <sub>2</sub> . . . . . 21,99                |  | 15,84  |
|                                      | { Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 1,58    |  | 3,71   |
|                                      | { Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 0,42    |  | 3,43   |
|                                      | { Ca O . . . . . 0,30                              |  | 1,43   |
|                                      | { Mg O . . . . . 0,12                              |  | 0,72   |
|                                      | S. <u>24,41</u>                                    |  | S. <u>25,13</u>                                  |
|                                      | <u>100,00</u>                                      |  | <u>100,00</u>                                    |

Der blaue Schlamm umsäumt fast alle Küsten und füllt die umschlossenen Meeresbecken wie z. B. das Mittelmeer und auch den Arktischen Ocean; seine Verbreitung beträgt 14 500 000 Quadratmeilen (37 120 000 km<sup>2</sup>).

#### Der rothe Schlamm.

An der brasilianischen Küste werden die an den Ufern anderer Festländer auftretenden Sedimente durch einen rothbraunen oder ziegelrothen Schlamm vertreten. Die auffallende Farbe dieses Sedimentes entstammt ockerigen Substanzen, welche durch den Orinoco, Amazonenstrom und die anderen an der Ostküste Brasiliens mündenden Flüsse in das Meer geführt werden. Obwohl ebensoviel organische Substanz in diesem rothen Schlamme vorhanden ist, wie in den übrigen terrigenen Sedimenten, so ist sie doch nicht im Stande, die grossen Mengen von Eisenoxyden zu reducirn. Es tritt hier auch nie eine Spur von Glaukonitbildung auf.

Die Zusammensetzung ist folgende:

|              |   |  |       |          |
|--------------|---|--|-------|----------|
| Kalkcarbonat | { | Pelagische Foraminiferen . . . . .       | 13,44 |          |
|              |   | Am Boden lebende Foraminiferen . . . . . | 3,33  |          |
|              |   | Andere Organismen . . . . .              | 15,51 |          |
|              |   |  |       | S. 32,28 |
| Residuum     | { | Kieselige Organismen . . . . .           | 1,00  |          |
|              |   | Mineralien . . . . .                     | 21,11 |          |
|              |   | Feinstes Schlämproduct . . . . .         | 45,61 |          |
|              |   |  |       | S. 67,72 |
|              |   |  |       | 100,00   |

Entlang der Küste von Brasilien bedeckt der rothe Schlamm ein Areal von ca. 100 000 Quadratmeilen (256 000 km<sup>2</sup>); ähnliche Sedimente kommen auch an der chinesischen Küste im Gelben Meere an der Mündung des Yang-tse-Kiang vor.

#### Der grüne Schlamm und Sand.

In Composition, Ursprung und Verbreitung ist dieses Sediment dem blauen und rothen Schlamme ähnlich; charakteristisch ist die grössere oder geringere Menge von Glaukonitkörnern, welche meist Steinkerne von Foraminiferen bilden und die Farbe des Schlammes und Sandes bedingen. Mit dem Glaukonit zusammen tritt noch eine andere grüne Substanz auf, welche zum Theil organischer Natur zu sein scheint; denn durch Glühen wird sie schwarz und hinterlässt eine durch Eisenoxyd gefärbte Asche.

Im tiefen Wasser kommen die grünen Sande und Schlamme nicht vor; in der Regel treten sie zwischen 100 und 900 Faden an steilen und exponirten Küsten auf, wo keine grösseren Flüsse münden, wo also pelagische Verhältnisse in grössere Küstennähe heranreichen, als in den Verbreitungsgebieten von „rothem und blauem Schlamm“. Da, wo die chemische Zersetzung der Continentalgesteine ununterbrochen vor sich geht, findet sich immer Glaukonit, oft zusammen mit Phosphatconcretionen; wo aber

der Flussschlamm und Detritusmaterial vorherrscht, fehlt er. Der Reichtum an Foraminiferen ist zuweilen so gross, dass das Sediment als Globigerinenerde zu bezeichnen wäre, wenn nicht alle Steinkerne dieser Organismenschalen aus Glaukonit beständen und nicht in der That einen grünen Sand und Schlamm erzeugten.

Im Durchschnitt zeigen sie folgende Composition:

|              |                                      | Grüner Schlamm | Grüner Sand   |
|--------------|--------------------------------------|----------------|---------------|
| Kalkcarbonat | { Pelagische Foraminiferen . . . . . | 14,59          | 21,00         |
|              | { Am Boden lebende Foraminiferen     | 2,94           | 15,00         |
|              | { Andere Organismen . . . . .        | 7,99           | 13,78         |
|              |                                      | S. 25,52       | S. 49,78      |
| Residuum     | { Kieselige Organismen . . . . .     | 13,67          | 8,00          |
|              | { Mineralien . . . . .               | 27,11          | 30,00         |
|              | { Feinstes Schlammproduct . . . . .  | 33,70          | 12,22         |
|              |                                      | S. 74,48       | S. 50,22      |
|              |                                      | <u>100,00</u>  | <u>100,00</u> |

Der gegenüber dem rothen und blauen Schlamm im grünen Schlamm hohe Gehalt an kieseligen Organismen ist durch die Glaukonit-Steinkernerhaltung der Foraminiferen bedingt.

Gegenüber dem grünen Schlamm sind die Sande gröber und kommen mehr im seichten Wasser, wohin noch die Wirkung von Strömung und Wellenschlag reicht, vor. Das im Ganzen von diesen Bildungen bedeckte Areal wird auf 1 000 000 Quadratmeilen (2 650 000 km<sup>2</sup>) angegeben.

#### Der vulcanische Schlamm und Sand.

Diese Sedimente können an jeder Küste vorkommen, wo vulcanische Gesteine vorwiegen; aber sie sind am charakteristischsten entwickelt um die vulcanischen Inseln der grossen oceanischen Bassins. Ihre Farbe ist meist grau oder schwarz; wo das Wasser bewegter ist und die feineren Gemengtheile fortführt, sind meist nur die Sande entwickelt. Ihrer Zusammensetzung nach sind sie grosser Variabilität nach Ort, Tiefe und beigemengten Organismenresten unterworfen; im Durchschnitt ist sie folgende:

|              |                                      | Vulcan. Schlamm | Vulcan. Sand  |
|--------------|--------------------------------------|-----------------|---------------|
| Kalkcarbonat | { Pelagische Foraminiferen . . . . . | 10,50           | 13,00         |
|              | { Am Boden lebende Foraminiferen     | 2,82            | 3,80          |
|              | { Andere Organismen . . . . .        | 7,17            | 11,99         |
|              |                                      | S. 20,49        | S. 28,79      |
| Residuum     | { Kieselige Organismen . . . . .     | 1,82            | 1,40          |
|              | { Mineralien . . . . .               | 40,82           | 60,00         |
|              | { Feinstes Schlammproduct . . . . .  | 36,87           | 9,81          |
|              |                                      | S. 79,51        | S. 71,21      |
|              |                                      | <u>100,00</u>   | <u>100,00</u> |

Unter den in diesen Ablagerungen auftretenden Lapilli besitzen die der basaltischen und andesitischen Gesteine die grösste Verbreitung; insbesondere in glasiger Ausbildung und in mehr oder weniger vorgeschrittener Zersetzung zu palagonitischer Substanz (siehe p. 25). Wenn man die oceanischen Inseln selbst mitrechnet, so bedecken derartige Ablagerungen 750 000 Quadratmeilen (1 920 000 km<sup>2</sup>).

#### Der Korallenschlamm und Sand.

Dieses von Farbe weisse Sediment besteht aus Fragmenten der an Riffen lebenden Organismen, wie Kalkalgen, Korallen, Mollusken, Polyzoen, Anneliden, Echinodermen und Foraminiferen. Die Art der Verbreitung ergibt sich daraus von selbst; mit zunehmender Entfernung von den Riffen und grösserer Tiefe häufen sich die Schalen der pelagischen Pteropoden und Foraminiferen immer mehr, bis die Ablagerung in einen der pelagischen Typen übergeht. Die Zusammensetzung ist folgende:

|              |   | Korallenschlamm                    |        | Korallensand |        |
|--------------|---|------------------------------------|--------|--------------|--------|
| Kalkcarbonat | { | Pelagische Foraminiferen . . . . . | 31,27  | 36,25        |        |
|              |   | Am Boden lebende Foraminiferen     | 14,64  | 20,00        |        |
|              |   | Andere Organismen . . . . .        | 39,62  | 30,59        |        |
|              |   | S.                                 | 85,53  | S.           | 86,84  |
| Residuum     | { | Kieselige Organismen . . . . .     | 1,36   | 5,00         |        |
|              |   | Mineralien . . . . .               | 1,00   | 3,75         |        |
|              |   | Feinstes Schlämmpduct . . . . .    | 12,11  | 4,41         |        |
|              |   | S.                                 | 14,47  | S.           | 13,16  |
|              |   |                                    | 100,00 |              | 100,00 |

Die Verbreitung ist eine sehr grosse in den Regionen der Korallenriffe und wird auf 2 700 000 Quadratmeilen (6 912 000 km<sup>2</sup>) angegeben, wovon auf den Atlantischen Ocean ca. 800 000 Quadratmeilen (2 048 000 km<sup>2</sup>) entfallen.

Die bathymetrische und geographische Verbreitung der einzelnen marinen Ablagerungen auf dem Meeresboden ist in nachstehender Tabelle zusammengefasst:

|                                    |            | Hauptsächliche                  | Areal                  |            |
|------------------------------------|------------|---------------------------------|------------------------|------------|
|                                    |            | Tiefe in Faden                  | Quadr.-Meil.           | Quadr.-Km. |
| Littorale Ablagerungen . . . . .   |            | —                               | 62 500                 | 160 000    |
| Seichtwasserablagerungen . . . . . |            | —                               | 10 000 000             | 25 600 000 |
| Terrigene<br>Ablagerungen          | {          | Korallenschlamm . . . . . 740   | 2 556 800 <sup>1</sup> | 6 545 400  |
|                                    |            | Korallensand . . . . . 176      |                        |            |
|                                    |            | Vulcanischer Schlamm 1033       | 600 000 <sup>1</sup>   | 1 536 000  |
|                                    |            | Vulcanischer Sand . . . . . 243 |                        |            |
|                                    |            | Grüner Schlamm . . . . . 513    | 850 000 <sup>1</sup>   | 2 176 000  |
|                                    |            | Grüner Sand . . . . . 449       |                        |            |
| Rother Schlamm . . . . . 623       | 100 000    | 256 000                         |                        |            |
| Blauer Schlamm . . . . . 1411      | 14 500 000 | 36 120 000                      |                        |            |

<sup>1</sup> Diese Zahlen weichen von den oben bei der Beschreibung gegebenen ab, da bei jenen noch die Seichtwasserzone mit einbegriffen wurde.

|                         | Hauptsächliche Tiefe in Faden | Areal        |            |             |
|-------------------------|-------------------------------|--------------|------------|-------------|
|                         |                               | Quadr.-Meil. | Quadr.-Km. |             |
| Pelagische Ablagerungen | Pteropodenerde . . .          | 1044         | 400 000    | 1 024 000   |
|                         | Globigerinenerde . .          | 1996         | 49 520 000 | 126 771 200 |
|                         | Diatomeenerde . . .           | 1477         | 10 880 000 | 27 852 800  |
|                         | Radiolarienerde . . .         | 2894         | 2 290 000  | 5 862 400   |
|                         | Rother Thon . . . .           | 2730         | 51 500 000 | 131 840 000 |

Die Materialien organischen Ursprungs in den Tiefseeablagerungen.

Obwohl die Schalen und Skelette der Organismen den mineralischen Bestandtheilen zuzurechnen sind, so rechtfertigt doch ihre Structur, sowie ihr Ursprung eine von diesen getrennte Besprechung.

Erst die Forschungen der letzten 50 Jahre haben gelehrt, dass organisches Leben durch alle Oceane, in allen Tiefen vorhanden ist, wurden doch vom Challenger aus 1600 Faden noch Proben emporgebracht, welche über 200 Arten von Tiefseethieren enthielten.

Nach HÄCKEL unterscheidet man die am Meeresboden lebenden Thiere als „Benthos“ von den frei im Wasser existirenden Organismen, dem Plankton. Die ersteren, neritische Benthos, wenn sie innerhalb der 100 Faden-Linie vorkommen, bilden selbst wieder 2 Gruppen: die der littoralen und seichtwasser-neritischen Benthos, je nachdem sie zwischen Hoch- und Niederwassermarke oder zwischen letzterer und der 100 Faden-Linie auftreten. Ebenso theilt sich das Plankton in neritisches und oceanisches Plankton. Man kann das letztere wieder in folgende 4 Gruppen zerlegen:

- |                      |   |   |
|----------------------|---|---|
| Oceanisches Plankton | } | 1. pelagisch: zwischen der Meeresoberfläche und 100 Faden Tiefe,  |
|                      |   | 2. zonar: zwischen 100 Faden von der Oberfläche und 100 Faden vom Meeresboden,                              |
|                      |   | 3. bathybial: zwischen dem Meeresboden aus terrigenem Sediment und einer Höhe von 100 Faden über demselben, |
|                      |   | 4. abyssisch: wie das bathybiale, aber auf pelagischem Meeresgrunde.  |

Es zeigt sich, dass das Thierleben ein reicheres ist in der Nähe der Oberfläche und des Meeresbodens, als in den intermediären Wasserschichten; ebenso bevorzugt es mehr Küsten mit Flussmündungen als rein oceanische Regionen. MURRAY schätzt die Quantität von Kalkcarbonat in der Form von Schalen lebender Organismen in einem Volumen von einer englischen Quadratmeile Ausdehnung bei 100 Faden Tiefe von tropischem oceanischem Wasser auf 16 Tons unter der Voraussetzung, dass kalkabscheidende Organismen überall gleich vertheilt wären.

In Folge dieser allgemeinen Verbreitung ist auch albuminoide organische Substanz fast in allen Tiefseesedimenten zu finden; ihre Zersetzung hat auch wichtige chemische Umsetzungen der Constitution der Salze des Seewassers und der Tiefseeablagerungen zur Folge.

Der constante Beginn der Glaukonitbildung in den Kammern der Foraminiferen weist auch auf einen Zusammenhang dieser Steinkernbildung mit der Zersetzung der organischen Materie hin. Die Änderungen der Seewassersalze und auch der in ihm suspendirten Stoffe finden continuirlich und in ausgedehntem Maasse statt; nur ihre Intensität wechselt nach den Verhältnissen von Temperatur, Licht etc. In den grossen oceanischen Tiefen sprechen viele Gründe für einen äusserst langsamen Fortschritt der Zersetzungs- und Umsetzungsprocesse.

Die Mitwirkung, welcher der organischen Substanz dabei zufällt, lässt sich im Grossen wie folgt darstellen.

Wenn man von dem  $\text{CaCO}_3$  und der  $\text{SiO}_2$  der Schalen und Gehäuse absieht, sind an der Constitution der Organismen im Wesentlichen folgende Elemente betheilig: C, H, N, O, S, P. Durch die reducirende Wirkung des Kohlenstoffes werden zunächst die Sulfate der Alkalien und alkalischen Erden, deren weite Verbreitung im Seewasser durch die Analysen desselben bestätigt wird, in Sulfide übergeführt unter Bildung von Kohlensäure und zwar entsteht für jedes versetzte Sulfat-Molecül ein Molecül Sulfid und zwei Molecüle  $\text{CO}_2$ . Diese reichliche Kohlensäurebildung, in welche schliesslich aller C der organischen Substanz übergeht, bildet einerseits einen wichtigen Factor für die Zersetzung der Mineralien und Gesteine des Meeresbodens, andererseits aber führt sie die Sulfide der Alkalien und alkalischen Erden in Carbonate über; der dabei entstandene Schwefelwasserstoff oxydirt sich rasch zu Schwefelsäure, welche ihrerseits aus den Carbonaten wieder Sulfate herstellt. Die übrigen organischen Körper und Eiweissstoffe werden durch mehr oder weniger complicirte Vorgänge in Ammoniumsalze, in Phosphor- und Schwefelsäure übergeführt.

Dieser Verwandlungsprocess ist von höchster Wichtigkeit, besonders durch die Umwandlung des Kalksulfates in Kalkcarbonat, das für die schalenbildenden und riffbauenden Organismen nöthig ist.

Der Antheil, den die kalkigen Theile der verschiedenen kalkabsondernden Thierclassen an der Bildung der Tiefseesedimente nehmen, wechselt in hohem Grade und zwar nicht nur nach klimatischen und bathymetrischen Verhältnissen, sondern auch je nach der den betreffenden Hartgebilden eigenen Structur. Eine gedrängte Übersicht lässt dies klar hervortreten.

Die Kalkalgen sind als Cocosphären und Rhabdosphären besonders in den Tropen reichlich vorhanden; die ersteren reichen in höhere nördlichere und südlichere Breiten hinauf als die letzteren; in den Gebieten des rothen Thones und der Radiolarienerde fehlen sie aber, wie überhaupt die kalkigen Bestandtheile.

Die Foraminiferen richten sich in ihrem Vorkommen in den Ablagerungen nach ihrer Verbreitung an der Oberfläche. Es kommen etwa 20—22 verschiedene Arten von pelagischen Foraminiferen und darunter in erster Linie die Globigerinen in Betracht; ihre Individuenzahl ist aber eine so enorme, dass bis zu 90% des Kalkgehaltes von ihnen her stammt. Die am Boden lebenden Arten treten zwar auch besonders im seichteren

Wasser mit grosser Menge der Individuen auf, aber gegenüber den ersteren ist ihre Verbreitung sehr beschränkt.

Korallen, Anneliden, Echinodermen und Bryozoen treten nur an bestimmten Stellen in reichlicherer Menge auf und nur in der Nähe von Riffen werden ihre Reste sedimentbildend.

Brachiopoden gehen bis in die grössten Tiefen, sind aber im Allgemeinen selten.

Von Crustaceen sind trotz ihrer in grossen Mengen lebenden Gattungen nur selten Reste in Sedimenten zu finden, da die areolare Structur ihrer chitinösen Harttheile die Zersetzung sehr befördert.

Pteropoden- und Heteropodenreste sind in den mittleren Tiefen der Tropen und Subtropen sehr verbreitet; aber ihre feinen Schälchen kommen, wie auch die der zarteren Foraminiferen (z. B. *Candeina*), in grösseren Tiefen als 2300 Faden nicht mehr vor, obwohl gröbere Kalkgebilde wie Sphäroidinen und Pulvinulinen noch weiter hinabreichen.

Cephalopoden kommen nur gelegentlich vor; den Schalen der Gastropoden und Lamellibranchiaten fällt immer ein Theil des Kalkgehaltes der Sedimente zu; in tieferen Regionen sind sie aber spärlich vertreten und ihre Schalen sind schwach und dünn.

Eine der überraschendsten Erscheinungen ist die Seltenheit von Resten von Fischen in den Tiefseeablagerungen. Ausser von Otolithen und Zähnen wurden andere Harttheile derselben nur in 3 oder 4 Fällen beobachtet, und auch das Vorkommen der ersteren ist geringfügig gegenüber der arten- und individuenreichen Fischwelt, welche die Meere bevölkert. In terrigenen Ablagerungen sind auch die ihrer Structur nach widerstandsfähigeren Zähne und Otolithen seltener als in gewissen pelagischen Tiefseesedimenten; insbesondere birgt der rothe Thon viele Haifiszähne, welche tertiären Arten nahe stehen, im Erhaltungszustande sich aber darin sehr wesentlich von den fossilen Zähnen derselben Arten aus dem Tertiär unterscheiden, dass bei ihnen nur noch das Schmelz erhalten blieb, das Vasodentin aber gänzlich verschwunden ist.

Die Reste der marinen Mammalia zeigen eine grosse Übereinstimmung hinsichtlich ihres Vorkommens und ihrer Verbreitung mit denjenigen der Fische; auch hier sind Otolithen vorwiegend neben anderen Knochen von *Balaenoptera*, *Mesoplodon*, *Globocephalus*, *Delphinus* u. a. erhalten in den tiefsten Sedimenten des rothen Thones und der Radiolarienerde. Auffallend bleibt ihr fast gänzlich Fehlen nördlich vom Aequator. Sehr häufig bilden sie die Centra von Mangan-Concretionen oder sind von solchen incrustirt und stark infiltrirt mit Mangan. Auch ihr Fl-Gehalt ist grösser als der in recenten Knochen und stammt aus den Fluoriden des Seewassers.

Das spongiöse Knochengewebe bei Säugethieren und Fischen, ebenso das Chitinskelet der Crustaceen und stark mit organischer Substanz durchsetztes Concholin können nur geringe Zeit dem chemischen Einfluss des Seewassers widerstehen und so kommt es, dass von ganzen Thiergruppen, die grosse Verbreitung in den Oceanen besitzen, sich keine Reste in den Sedimenten finden; auch die Otolithen und Zähne verschwinden, wenn sie lange exponirt liegen.

Der Kalkgehalt der mittleren Tiefen in den tropischen Gegenden und in centralen Theilen der Meere rührt fast ausschliesslich von Organismenresten her, die hier eine Anreicherung des Kalkes bewirken. Mit grösserer Tiefe nimmt der Kalkgehalt in folgender Weise ab.

Von 231 Proben, bestehend aus organischen Erden, rothem Thon und Korallenschlamm, der Tiefsee waren

|                     | Faden     | mit einem Durchschnittsgehalt  |
|---------------------|-----------|--------------------------------|
| 14 aus Tiefen unter | 500       | an $\text{CaCO}_3$ von 86,04 % |
| 7 " " von           | 500—1000  | " " " 66,86 "                  |
| 29 " " "            | 1000—1500 | " " " 70,87 "                  |
| 42 " " "            | 1500—2000 | " " " 69,55 "                  |
| 68 " " "            | 2000—2500 | " " " 46,73 "                  |
| 65 " " "            | 2500—3000 | " " " 17,36 "                  |
| 8 " " "             | 3000—3500 | " " " 0,88 "                   |
| 2 " " "             | 3500—4000 | " " " 0,00 "                   |
| 1 " " tiefer als    | 4000      | " " " Spur.                    |

Berechnet man den Durchschnittskalkgehalt aller Sedimente des ganzen Bodens der Oeane, so erhält man 37 %; und davon stammen 90 % von pelagischen Thieren der Oberfläche.

Die kieseligen Reste von Organismen in den Tiefseesedimenten rühren in erster Linie von Diatomeen und Radiolarien (neritischem und oceanischem Plankton) her; nur untergeordnet sind die Nadeln von Silicospongien (Benthos).

Die Verbreitung der Diatomeen in den Ablagerungen folgt ihrem Auftreten an der Oberfläche; in warmem und salzreichem Wasser sind sie seltener als in kälterem; in manchen Korallen- und Pteropodenerden fehlen sie ganz.

Dagegen sind die Radiolarien vorwiegend in den tropischen Gewässern des westlichen und centralen pacifischen, sowie des östlichen indischen Oeanes bei ziemlich niederem Salzgehalt verbreitet. In der Radiolarienerde bilden die zierlichen Skelette, besonders der Nassellarien und Spumellarien, bis zu 70 % des Sedimentes.

Die Spongien, deren Nadeln sich nur sehr langsam zersetzen, sind allgemein, aber in nicht sehr reicher Menge vorhanden; die Hexactinellidae ziehen mehr das tiefe, die Monactellidae und Tetractinellidae das seichtere Wasser vor.

Da die Menge der im Seewasser gelöst enthaltenen Kieselsäure zu gering ist (analytisch wurde das Verhältniss von  $\text{SiO}_2$  zum Wasser auf

1: 9000 bis 82000 als Maximalgehalt und

1: 120000 „ 146000 „ Minimalgehalt

festgestellt, um die nöthige Quantität für alle kieseligen Organismenskelette zu liefern), so muss ein Theil derselben dem überall suspendirt vorhandenen wasserhaltigen Thonerdesilicat entnommen werden, und da dieses reichlicher im kalten Wasser mit geringem Salzgehalt ist, so ziehen auch diese Organismen die Nähe des arktischen und antarktischen Meeres den tropischen Regionen vor.

Es verdient hier noch hervorgehoben zu werden, dass die Ablagerungen, welche die „Tuscarora“ in 2096, 935 und 1390 Faden Tiefe fand und die als fester „Korallenfels“ bezeichnet wurden, in Wirklichkeit Globigerinen- und Pteropoderden sind, dass also die darauf, sowie auf die submarinen Erhebungen von reinem Korallenkalk (Globigerinenschlamm) basirten Speculationen im Sinne der DARWIN'schen Theorie der Korallenriffbildungen hinfällig werden.

Die Mineralsubstanzen von terrestrischem und extra-terrestrischem Ursprunge in den Tiefseeablagerungen.

Ausser den organischen Producten nehmen am Aufbaue der Tiefsee-sedimente folgende 3 Gruppen von anorganischen Materialien Theil:

I. Die aus der mechanischen Zertrennung der Gesteine der festen Erdrinde entstandenen Mineralpartikel.

II. Körper von kosmischem Ursprunge.

III. In situ auf dem Meeresboden entstandene Neubildungen.

Das von der festen Erdkruste stammende Material rührt entweder von subaërischen oder submarinen Vulcanen her oder ist durch die Zertheilung und Abtragung von festem Continentalland entstanden.

I. Die **recenten Vulcan-Producte** sind überall verbreitet, aber für pelagische Ablagerungen besonders charakteristisch und an ihrer fragmentären Form, sowie meist vesiculosen Beschaffenheit leicht zu erkennen. Die weite und allgemeine Verbreitung steht im Zusammenhang mit der geographischen Vertheilung der Vulcane; zwei Drittel derselben liegen um den Pacifischen Ocean; der Atlantische, Indische und auch die südlichen Oceane haben ihre vulcanischen Herde; für die submarinen Eruptionen liegen zahlreiche Beweise vor in den Dampfexhalationen und Wassersäulen des Oceans, der Entstehung vulcanischer Inseln und der Existenz von conischen Bergkegeln mit verschiedenen Höhen auf dem Meeresgrunde. Jedenfalls gibt es auch submarine Lavaströme; das wochenlange andauernde Einfließen von Lavaströmen in das Meer wurde mehrfach beobachtet; aber die subaërischen und submarinen vulcanischen Producte werden im Allgemeinen schwer zu unterscheiden sein; höchstens aus den Dimensionen der vorkommenden Lapilli kann die Entfernung des Eruptivcentrums erschlossen werden.

Die wichtigste Rolle für die Bildung der pelagischen Sedimente spielt der Bimstein. Die grossen Massen der nach einer Eruption wie z. B. zu Krakatau auf dem Oceane umhertreibenden Bimsteinstücke werden über weite Entfernungen hingeführt; durch das Spiel der Wellen und des Windes reiben sich die einzelnen Stücke aneinander bis sie immer kleiner und ganz rund wie Flussgerölle werden; das feine Detritusmaterial sinkt auf den Meeresboden; ist aber an seiner glasigen und porösen Beschaffenheit und den Spannungserscheinungen des Glases immer als Bimsteindetritus kenntlich. Die allmählich zerkleinerten Bimsteine saugen sich langsam voll Wasser und sinken zu Boden; nach angestellten Versuchen brauchen solche Stücke, deren Grösse von der eines Kopfes bis zu der einer Erbse sinkt, 3—9 Monate, um den Meeresboden zu erreichen; häufig ist dann ihre

Oberfläche schon etwas zersetzt, thonig und braun geworden und nur das Innere bewahrt noch die ursprüngliche Structur.

Am häufigsten kommen die Liparit-Bimsteine vor, welche in einem farblosen Glase nur wenige Mineralindividuen enthalten; Andesit-Bimsteine mit Augiten und Plagioklasen sind schon seltener.

Die Bimsteine von basaltischen Eruptivgesteinen sind nur in beschränkten Gebieten vertreten, z. B. bei Neubritannien, wo sie in einer dunkelgrünen Glasmasse Plagioklase, Olivin und Augit führen und an den Hawaii-Inseln, von wo sie schon früher COHEN beschrieb.

Basisches vulcanisches Glas, das in der geologischen Formationsreihe sowie an recenten Vulcanen nur wenig bekannt ist, kommt in den Producten submariner Vulcane häufiger, wenn auch mit beschränktem Verbreitungsgebiete, vor. Es ist compact, an der Oberfläche braun oder roth, und meist äusserlich schon zu Palagonit verwandelt. Die walnuss- bis erbsengrossen Stücke kommen sehr oft mit den Manganknollen zusammen vor; das unveränderte Glas enthält auch Mangan, meist aber sind die Stücke von einer Manganrinde umgeben. Das frische Glas hat die Härte 5, die palagonitische Rinde nur 4; Krystalleinschlüsse von Plagioklasen und Olivin sind häufig. Bei poröser Glasbasis sind die Krystallelemente besser entwickelt als bei ganz compacter Beschaffenheit derselben, und dadurch wird ein Übergang zu den Limburgiten eingeleitet.

Durch Zersetzung entsteht aus diesem basischen Glase Palagonit, von zonarer und perlitischer Structur. Er ist wenig homogen und die einzelnen Lagen bestehen aus Krystallnadeln und sphärolithischen Aggregaten. Zuweilen ist er sehr schön schalig wie Zinkblende und im Schlicke von rother, brauner oder auch milchweisser Farbe. Der Palagonit ist oft mit Zeolithen zu Aggregaten vereinigt, wie denn auch die Zeolithbildung auf Rissen und in Vacuolen des basischen Glases häufig auftritt.

Diese Umwandlungsprocesse finden auch in den chemischen Analysen ihren Ausdruck.

| Basisches Glas.                          |              | Palagonit.                               |              |
|--|--------------|--|--------------|
| No. 93                                   |              | No. 98                                   |              |
| Station 276                              |              | Station 276                              |              |
| Position { 13° 28' S.                    |              | Position { 18° 28' S.                    |              |
| { 149° 30' W.                            |              | { 149° 30' W.                            |              |
| Tiefe 2350 Faden                         |              | Tiefe 2350 Faden                         |              |
| Si O <sub>2</sub> . . . . .              | 46,76        |  | 44,73        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 17,71        |  | 16,28        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 1,73         |  | 14,57        |
| Fe O . . . . .                           | 10,92        |  | —            |
| Mn O . . . . .                           | 0,44         | Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 2,89         |
| Ca O . . . . .                           | 11,56        |  | 1,88         |
| Mg O . . . . .                           | 10,37        |  | 2,23         |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 0,17         |  | 4,02         |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 1,83         |  | 4,50         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .  | —            | H <sub>2</sub> O . . . . .               | 9,56         |
|  | <hr/> 101,49 |  | <hr/> 100,64 |

Der analysirte Palagonit stammt aus der Rinde, welche das basische Glas umgab. Im Wesentlichen fand eine Oxydation der Protoxyde von Fe und Mn statt, Kalk und Magnesia wurden weggeführt und dafür Wasser und Alkalien zur Zeolithbildung aufgenommen.

Auch breccienartige Gebilde, wie Palagonittuffe, kommen in den tiefsten pelagischen Ablagerungen vor. Auch sie sind von Zeolithbildungen begleitet und ihre Entstehung reicht im pacifischen Oceane, wo sie mit tertiären Haifischzähnen zusammen vorkommen, vielleicht bis in jene Zeit zurück.

Mit dem basischen Glase und seinen palagonitischen Zersetzungsproducten kommen besonders in den Gebieten des rothen Thones häufig Basaltlapilli vor. Auch sie bilden häufig die Centra von Manganknollen, sind aber in der Regel weniger zersetzt als die Gläser, da sie mehr krystallisirte Elemente enthalten. Es sind die Mineralien des Basaltes, die darin vorkommen, und besonders der Feldspath leistet hier der Zersetzung grossen Widerstand. Limburgit wurde in mehr oder weniger palagonitisirtem und zeolithisirtem Zustande im südlichen Indischen Ocean und Augitandesit mit rhombischen Pyroxenen ebendasselbst, sowie im Südpacific gefunden.

Abgesehen von den Bimsteinen sind die saueren Eruptivgesteine in Lapilli und Gläsern viel seltener vertreten als die basischen; an einigen Stellen deuten Sanidine, Hornblendes, Quarz und saure Gläser auf trachytische Magmen hin.

Die aus den kleinsten Glas- und Mineralpartikeln bestehenden vulcanischen Aschen sind in allen Ablagerungen vorhanden; theils stammen sie von wirklichen Aschenregen, theils von der Zerreibung des Bimsteines. Für ihr oft sehr junges Alter spricht ihr frischer noch unzersetzter Habitus. Ihr Ursprungsort lässt sich nur selten genauer ermitteln.

Im Allgemeinen aber ist die Entstehung dieser Mineralelemente aus vulcanischen Magmen durch viele Umstände sichergestellt; ganz abgesehen von den Mineralien, die man ausschliesslich oder nur mit bestimmten Eigenschaften von vulcanischem Ursprunge kennt, ist für viele anderen durch die Paragenese mit Bimsteinen und Gläsern, in welchen dieselben Mineralien als Krystalleinschlüsse vorkommen, ein Ursprungsbeweis gegeben; auch das Fehlen von Gemengtheilen des krystallinen Grundgebirges und anderer Continentalgesteine gibt ein indirectes Beweismittel ab. Solche unzweifelhaft vulcanische Mineralien, ebenso wie Bimstein und Glasfragmente, sind nicht nur in allen Tiefseeablagerungen vorhanden, sondern sie sind in den pelagischen Sedimenten sehr zahlreich vertreten.

Demgegenüber weisen die Gesteine und Mineralien, welche direct von dem Festlande stammen, eine viel beschränktere Verbreitung auf; in den grossen oceanischen Becken werden sie kaum gefunden, es sei denn in den noch von Treibeis erreichten Regionen; dort gehen sie auch zuweilen über die actuellen Grenzen, nach der früher grösseren Verbreitung des Eises, hinaus. Vereinzelt können auch durch treibendes Holz und Seevögel Fragmente weiter hinaus in den Ocean gelangen; dass der feine

Sand der Wüsten Afrikas und Australiens ebenfalls weit hinweggeführt werden kann, fand schon Erwähnung.

Die Mineralien und Fragmente der Festlandsgesteine zeigen naturgemäss eine sehr grosse Variabilität unter sich und Abhängigkeit von den Continentalküsten. Ihre Grösse und Häufigkeit steht in direct umgekehrtem Verhältniss zu der Entfernung vom Lande. Meist zeigen sie die Spuren des mechanischen Transportes durch Abrundung; eine Hauptrolle unter ihnen spielt der Quarz; viele Mineralien sind solche, die man aus Eruptivgesteinen nicht kennt, z. B. Chlorit, Actinolith, Sericit etc., oder die dann andere Eigenschaften besitzen (Hornblende etc.). Für nur wenige Mineralien, die in gleicher Weise in eruptiven Gesteinen und an den Festlandsküsten vorkommen, bleibt der Ursprung zweifelhaft, wenn nicht die geographische Position einen Anhaltspunkt liefert.

II. Die Körper, welchen ein **extra-terrestrischer Ursprung** zugeschrieben werden muss, sind äusserst selten und sehr klein.

Unter den mit dem Magneten abtrennbaren Theilen der Tiefseesedimente befanden sich ausser Magnet- und Titaneisenpartikelchen der Eruptivgesteine mit krystallographischen Begrenzungen auch unregelmässig geformte, dunkle Körperchen, theilweise mit metallischem Kerne, die als kosmischer Staub gedeutet wurden.

Die dunklen magnetischen Kügelchen mit metallischem, stahlgrauem, etwas körnigem Kerne haben eine kugelförmige Gestalt, die auf der einen Seite eine Depression besitzt. Die Rinde besteht aus Magneteisen; im Kerne ist Co und Ni vorhanden und einzelne davon dürften aus Schreibersit ( $\text{Ni}_2\text{Fe}_4\text{P}$ ), der nur in Meteoriten vorkommt, bestehen. Zur Erklärung der Gestalt wird angenommen, dass die Kügelchen beim Eintritt in die Atmosphäre randlich schmelzen und in Folge der Vorwärtsbewegung die Depression erhielten. Ihre Grösse geht selten über 0,2 mm Durchmesser hinaus.

Eine zweite Gruppe solcher Kügelchen hat keinen metallischen Kern, sondern eine krystalline Structur und erinnert an die Chondrite. Der Gestalt nach sind sie ebenfalls unregelmässig rundlich, sind zuweilen mit einer Depression versehen und erreichen etwa 0,5 mm im Durchmesser. Sie sind in Salzsäure unlöslich; Eisen, Magnesia und Kieselsäure wurden chemisch nachgewiesen.

Ihre Structur ist zuweilen excentrisch-blättrig durch Apposition feiner Lamellen, eine Erscheinung, die für Chondriten charakteristisch ist. Im Schlicke zeigen sich zwei Systeme krystalliner Lamellen, die sich unter  $70^\circ$  schneiden; sie werden durch kleine Prismen gebildet, die meist parallel zu ihrer langen Axe, zuweilen aber mit  $40^\circ$  Schiefe gegen dieselbe auslöschten; also dem monoklinen Systeme angehören. Diese Lamellen sind von krystallitenartigen Einschlüssen, welche von Magnet- oder Titaneisen herrühren, begleitet, ihre Anordnung erinnert an die Einschlüsse in den rhombischen Pyroxenen; aber aus monoklinen Pyroxenen sind derartig orientirte Einlagerungen noch nicht bekannt.

Solche Körperchen kennt man aus keinem irdischen Gesteine; ihre

weitgehende Analogie zu den Meteoriten legt aber die Annahme einer ähnlichen Herkunft sehr nahe.

Die Vertheilung dieser kosmischen Körper über den Boden des Oceans dürfte zwar eine gleichmässige und allgemeine sein, aber man findet sie am häufigsten in den Gebieten des rothen Thones im centralen und südlichen Theile des Stillen Oceans; mit ihnen zusammen die tertiären Haifiszähne, die Manganknollen und Phillipsitkrystalle. Da, wo die Sedi-  
mentbildung nicht so äusserst langsam wie in dem angegebenen Gebiete vor sich geht, werden sie nicht gefunden, obwohl sie vorhanden sein dürften, da sie immer durch mehr Sediment verdeckt werden. In den terrestrischen Ablagerungen werden sie sehr schwer zu erkennen sein wegen ihrer geringen Grösse, der sie zerstörenden mechanischen Einwirkungen und wegen des Überschusses an anderem Materiale.

Die in terrestrischem Staubmateriale vorkommenden eisenhaltigen Kugeln, sowie die Eisenpartikel in Gesteinen haben keine Ähnlichkeit mit diesen Körpern der Tiefseeablagerungen; ihre Eigenschaften zeigen die nächsten Beziehungen zu den Meteoriten und weisen damit auf extra-terrestrischen Ursprung hin.

### III. Die chemischen in situ auf dem Meeresboden entstandenen Producte

werden durch die Wechselwirkung von Seewasser und festem Materiale erzeugt. Wenn auch die auflösende und zersetzende Wirkung des Seewassers, wie THOULET feststellte, weniger energisch als die des reinen Wassers ist, so findet doch eine chemische Action auf die Gesteine und Mineralien statt und es sättigt sich das Wasser, da wo es nur äusserst langsam, wie in den grössten Tiefen, erneuert wird, mit gewissen Substanzen, die dann als chemische Producte zum Theil wieder abgeschieden werden. Auf diese Art entstehen: 1. der Thon, 2. die Manganconcretionen, Zeolithe, Phosphate und andere Concretionen.

Nach Verbreitung und Wichtigkeit nimmt die erste Stelle ein

der Thon. Die Basis aller thonigen Ablagerungen bildet ein wasserhaltiges Thonerdesilicat von der Constitution  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Es entsteht aus den Aluminiumsilicaten der Gesteine unter der Einwirkung von  $\text{CO}_2$ -haltigem Wasser. Die  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$  und  $\text{MnO}$  der Gesteine werden als Carbonate in Lösung übergeführt;  $\text{SiO}_2$  wird frei; die schwerer löslichen Thonerde- und Magnesiasilicate gehen in Hydrosilicate und schliesslich in Thon und Kalk über. Da alle Eruptivgesteine und auch die meisten der krystallinen und metamorphen Gesteine viele Thonerdesilicate enthalten, ist eine fast unerschöpfliche Quelle für die Thonbildung vorhanden.

Der Thon kommt nur selten rein vor, fast immer mit anderen Substanzen gemischt, wie auch Kaolin meist Beimengungen enthält. In Folge des Gehaltes an Eisenoxyd ist die Farbe gelblich, braun oder roth, und kleine beigemischte Glaspartikelchen bedingen das Zusammensintern des Thones vor dem Löthrohr.

Thonige Substanz wird auch durch die Flüsse in das Meerwasser getragen und bleibt dort zum Theil lange suspendirt. Im brackischen Wasser mit 1,005—1,010% Salzgehalt fällt zwar die Hauptmenge des Thones aus, aber ein Rest bleibt auch bei hohem Salzgehalt und höherer Temperatur des Seewassers immer vorhanden und findet sich auch in den centralen Theilen der Oceane. In der Tiefsee aber ist der Thon *in situ* gebildet und die glasige Beschaffenheit der Bimsteinsplitter erleichtert den Zersetzungsprocess derselben. Im blauen und rothen Schlamme der terrigenen Tiefseesedimente mag ein grösserer Theil des Thongehaltes vom Festlande stammen als in den pelagischen Ablagerungen, wo er den Hauptbestandtheil des anorganischen Sedimentes bildet. In den kalkigen Deposita wie Globigerinen- und Pteropodenerde, Korallenschlamm, ebenso wie in den kieseligen Sedimenten der Radiolarien- und Diatomeenerden nimmt natürlich die relative Menge an Thon bedeutend ab.

Als die ersten vorläufigen Resultate der Challenger-Expedition in die Öffentlichkeit drangen, war eine der Thatsachen, die mit das grösste Aufsehen erregten, das Vorhandensein und die grosse Verbreitung von Manganconcretionen in den abyssischen Tiefen gewisser Regionen.

Im Atlantischen Ocean kamen sie in runden Gebilden bis zu 1 Fuss Durchmesser oder in Platten von mehreren Zoll Dicke vor, die Oberfläche war unregelmässig und erdig, zum Theil mit kleinen Erhebungen und Höckern besetzt; im Innern waren sie concentrisch oder lagenweise gebaut und führten Mineraleinschlüsse; Korallenfragmente waren theils in-crustirt, theils mit Mangan infiltrirt.

Eine ähnliche Beschaffenheit zeigten die sphäroidalen Körper, die im Südindischen und Antarktischen Oceane gefunden wurden; im Schiffe zeigten sich dendritische Bildungen von Mangan, die nach aussen hin sich verzweigten. Die äussere Form wechselt sehr und wird oft durch die Gestalt der den Kern bildenden Haifischzähne oder Cetaceenknochen bestimmt. Grössere Gebilde sind zuweilen zerbrochen und dann sind die Bruchflächen mit neuen Rinden überzogen. Wo der ursprüngliche Kern Bimstein oder Glas war, ist häufig jede Spur desselben verschwunden und zwar wurde, wie durch die Übergangsstadien erwiesen ist, dasselbe zuerst in Palagonit übergeführt und dieser dann durch die Manganbildung ersetzt; nur nach der Lagenstructur ist zuweilen noch die Form des ursprünglichen Kernes zu erkennen.

Im Pacifischen Oceane kommen neben den Umrindungen der Bimsteinbrocken auch Infiltrationen derselben mit Mangan vor; das letztere dringt von aussen gegen das Centrum vor, welches zuweilen noch aus unverändertem Bimstein besteht und von concentrischen Lagen mit nach aussen hin steigendem Mangangehalt umgeben ist. Die verschiedene Dicke dieser Lagen lässt auf wechselnde Intensität des Wachsthumes der Manganbildung schliessen. Wenn man durch Salzsäure das Mangan entfernt, bleibt ein sehr zerbrechliches Thonskelet zurück, welches die Zwischenräume der dendritischen Bildungen ausfüllte und wie diese auch eine concentrische Lagenstructur zeigt. In diesen Concretionen bildet demnach das Mangan

nur das radial-strahlige Skelet in dendritischer von innen nach aussen sich verzweigender Anordnung, in dessen Zwischenräumen anderes Material zur Verfestigung dient.

Wo die Manganconcretionen im rothen Thone vorkommen, zeigt sich dieser in der unmittelbaren Umgebung der ersteren sehr arm an Mangan, da aller Gehalt davon zur Bildung derselben verwandt ist.

Auch auf Globigerinenerde wurden solche Concretionen mit Foraminiferen als Kernen gefunden, wie sie überhaupt alle möglichen anderen Bildungen bedecken können; aber es pflegen alle Manganknollen aus einer Region auch einen gewissen einheitlichen Typus zu zeigen.

Lager von solcher Ausdehnung und solchem Charakter wie im Indischen und Pacificischen Oceane kommen im Atlantischen Oceane nicht vor; hier sind sie auf die Nähe vulcanischer Regionen beschränkt.

Im Schlicke sind die Manganknollen opak, ganz dunkel oder braun und zeigen dendritische und zonare Structur; nur ausnahmsweise kommt bei ganz reinen Gebilden eine fibroradiale Structur wie bei Pyrolusiten zum Vorschein. Auch in dem Zusammenwachsen mehrerer Knollen zu einer Masse zeigt sich der concretionäre Charakter. Die wechselnde und heterogene Zusammensetzung kommt in den 4 hier angeführten Analysen zum Ausdruck:

|                          |   | No. 97.                                    | No. 109.                           |        |        |
|--------------------------|---|--|------------------------------------|--------|--------|
|                          |   | Station 3.                                 | Station 264.                       |        |        |
|                          |   | Position { 25° 45' N.<br>20 14 W.          | Position { 14° 19' N.<br>152 37 W. |        |        |
|                          |   | Tiefe 1925 Faden.                          | Tiefe 3000 Faden.                  |        |        |
|                          |   | Glühverlust                                | 18,30                              |        |        |
|                          |   |  | 8,90                               |        |        |
| In HCl löslicher Theil   | { | Si O <sub>2</sub> . . . . .                | 5,00                               | 24,20  |        |
|                          |   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .   | 1,70                               | 2,65   |        |
|                          |   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .   | 40,71                              | 21,38  |        |
|                          |   | Mn O <sub>2</sub> . . . . .                | 22,80                              | 29,09  |        |
|                          |   | Ca C O <sub>3</sub> . . . . .              | 5,15                               | 2,58   |        |
|                          |   | Ca S O <sub>4</sub> . . . . .              | 1,17                               | 0,62   |        |
|                          |   | Ca <sub>3</sub> P O <sub>4</sub> . . . . . | 0,34                               | Spur   |        |
|                          |   | Mg C O <sub>3</sub> . . . . .              | 1,51                               | 3,40   |        |
|                          |   | Cu, Ni, Co . . . . .                       | Spuren                             | Spuren |        |
|                          |   | S.   | 78,38                              | S.     | 83,92  |
| In HCl unlöslicher Theil | { | Si O <sub>2</sub> . . . . .                | 1,66                               | 4,10   |        |
|                          |   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .   | 0,55                               | 0,60   |        |
|                          |   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .   | 0,68                               | 1,70   |        |
|                          |   | Ca O . . . . .                             | 0,25                               | 0,45   |        |
|                          |   | Mg O . . . . .                             | 0,18                               | 0,33   |        |
|                          |   |  |                                    | S.     | 3,32   |
|                          |   | 100,00                                     | 100,00                             | 100,00 | 100,00 |

|                                     |   | No. 112.   |        | No. 128.  |        |
|-------------------------------------|---|--|--------|---|--------|
|                                     |   | Station 274.   |        | Station 286.  |        |
|                                     |   | Position $\left\{ \begin{array}{l} 7^{\circ} 25' \text{ S.} \\ 152 \text{ } 15 \text{ W.} \end{array} \right.$ |        | Position $\left\{ \begin{array}{l} 33^{\circ} 29' \text{ S.} \\ 133 \text{ } 22 \text{ W.} \end{array} \right.$ |        |
|                                     |   | Tiefe 2750 Faden.  |        | Tiefe 2335 Faden.   |        |
|                                     |   | Glühverlust  | 11,40  |   | 11,35  |
| In HCl<br>löslicher<br>Theil        | } | Si O <sub>2</sub> . . . . .  | 8,30   |   | 9,50   |
|                                     |   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .   | 0,30   |   | 1,63   |
|                                     |   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .   | 9,75   |   | 16,48  |
|                                     |   | Mn O <sub>2</sub> . . . . .  | 55,89  |   | 38,15  |
|                                     |   | Ca C O <sub>3</sub> . . . . .  | 3,88   |   | 5,01   |
|                                     |   | Ca S O <sub>4</sub> . . . . .  | 0,58   |   | 0,94   |
|                                     |   | Ca <sub>3</sub> 2 P O <sub>4</sub> . . . . .   | 0,35   |   | Spur   |
|                                     |   | Mg C O <sub>3</sub> . . . . .  | 4,16   |   | 3,26   |
|                                     |   | Cu, Ni . . . . .   | Spuren | Cu, Ni, Co  | Spuren |
|                                     |   | S.   | 84,50  | S.  | 74,97  |
| In HCl<br>unlös-<br>licher<br>Theil | } | Si O <sub>2</sub> . . . . .  | 2,54   |   | 10,51  |
|                                     |   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .   | 0,31   |   | 1,18   |
|                                     |   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .   | 0,78   |   | 1,40   |
|                                     |   | Ca O . . . . .   | 0,33   |   | 0,37   |
|                                     |   | Mg O . . . . .   | 0,14   |   | 0,22   |
|                                     |   |  |        | S.  | 4,10   |
|                                     |   |  | 100,00 |   | 100,00 |

Die Oxydationsstufe und der Wassergehalt des Mangans entsprechen nach eigens ausgeführten Bestimmungen ungefähr der Formel:

$\text{Mn O}_2 + \frac{1}{2} \text{H}_2 \text{O}$ , ausserdem ist aber an der Bildung der Concretionen noch Limonit ( $2 \text{Fe}_2 \text{O}_3 + 2 \text{H}_2 \text{O}$ ) mit etwa 26 % und auch noch Thon, erdige Bestandtheile und kohlenaurer sowie phosphorsaurer Kalk betheiligt. Es kommen demnach diese Bildungen ihrer Zusammensetzung nach etwa dem Bol, oder wenn man den selteneren Metallen Co, Ni, Cu Rechnung tragen will, dem Psilomelan ( $\text{R O M O}_2 + 2 \text{H}_2 \text{O}$ ) nahe. R = Co, Ni, Cu.

Der Strich ist nussbraun; das specifische Gewicht aber nicht charakteristisch, wegen des oft vorhandenen leichten Bimsteinkernes.

Über den Ursprung und die Bildungsweise dieser Manganknollen ist schon viel gestritten worden.

Mit ihrer ersten Beschreibung gab MURRAY auch als wesentlichen Factor für ihre Bildung die Zersetzung der basischen vulcanischen Gesteine und Mineralien an, mit welchen dieselben immer associirt sind. Aus dem Eisen und Mangan dieser Gesteine wurden zuerst Carbonate gebildet; diese wurden oxydirt und setzten sich in dem wässerigen Schlamme um irgendwelche Gegenstände in concretionärer Form ab.

Demgegenüber schrieb BUCHANAN die Hauptrolle bei der Bildung derselben dem reducirenden Einfluss der organischen Substanzen auf die Sulfate des Seewassers zu, wodurch zuerst Sulfide und schliesslich die Oxyde von Eisen und Mangan entstünden.

GÜMBEL führt sie auf Manganniederschläge aus Quellen am Meeresboden zurück und eine vierte Ansicht, die von BOUSSINGAULT und DIEU-LAFAIT vertreten wird, lässt das im Seewasser als Bicarbonat aus Zersetzung der Manganverbindungen vorhandene Mangan an der Oberfläche des Meeres in Oxyde übergehen, die dann in permanenter Form am Boden sich absetzen.

Zur weiteren Begründung der MURRAY'schen Ansicht, der auch hier ohne weitere Discussion der anderen Hypothesen beigepflichtet wird, ist die Entstehung der auch auf dem festen Lande so häufig vorkommenden concretionären Manganbildungen aus der Zersetzung von Gesteinen unter dem Einfluss kohlenensäurehaltiger Gewässer angeführt. Die höheren Oxydationsstufen von Eisen und Mangan nehmen sehr gerne eine concretionäre Form an und sind dann schwer löslich; für die Annahme, dass sie auf dem Meeresboden zuerst als Carbonate gebildet wurden und dann erst in Oxyde übergangen, liegt kein Beweis vor.

Die Manganknollen begleiten die Bildung des Thones, wie in verschiedenen geologischen Formationen die Bildung von  $\text{SiO}_2$ -Concretionen vor sich ging. Sie sind charakteristisch für grosse Tiefen und speciell für die Gebiete des „Rothen Thones“. Während in den entsprechenden concretionären Bildungen auf dem Erdboden Baryt eine grosse Rolle spielt, ist er in diesen Tiefseebildungen nur sehr schwer aufzufinden; zuweilen kommen auch seltenere Elemente wie Sb, Th, Va etc. vor.

Analysen, welche speciell zu dem Zwecke der Bestimmung aller vorhandenen selteneren Elemente ausgeführt wurden, ergaben in einem Falle folgendes Resultat [Appendix II, Table I]:

|                                     |              |                                   |             |
|-------------------------------------|--------------|-----------------------------------|-------------|
| $\text{H}_2\text{O}$ . . . . .      | 29,65        | Übertrag                          | 73,70       |
| $\text{Li}_2\text{O}$ . . . . .     | Spur         | $\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . . | 5,49        |
| $\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .     | 1,81         | $\text{CuO}$ . . . . .            | 0,37        |
| $\text{K}_2\text{O}$ . . . . .      | 0,25         | $\text{PbO}$ . . . . .            | 0,05        |
| $(\text{NH}_4)_2\text{O}$ . . . . . | 0,02         | $\text{MoO}_3$ . . . . .          | 0,10        |
| $\text{MgO}$ . . . . .              | 2,34         | $\text{SO}_3$ . . . . .           | 0,83        |
| $\text{CaO}$ . . . . .              | 2,31         | Te . . . . .                      | Spur        |
| $\text{SrO}$ . . . . .              | 0,02         | $\text{Cl}_2-\text{O}$ . . . . .  | 0,74        |
| $\text{BaO}$ . . . . .              | 0,12         | F . . . . .                       | Spur        |
| $\text{MnO}$ . . . . .              | 21,46        | $\text{P}_2\text{O}_5$ . . . . .  | 0,13        |
| $\text{CoO}$ . . . . .              | 0,28         | $\text{Vd}_2\text{O}_5$ . . . . . | 0,07        |
| $\text{NiO}$ . . . . .              | 0,98         | $\text{CO}_2$ . . . . .           | 0,29        |
| $\text{ZnO}$ . . . . .              | 0,10         | $\text{SiO}_2$ . . . . .          | 13,38       |
| $\text{TlO}$ . . . . .              | 0,03         | $\text{TiO}_2$ . . . . .          | 0,13        |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .   | <u>14,33</u> | O . . . . .                       | <u>4,71</u> |
|                                     | 73,70        |                                   | 99,99       |

Für das äusserst langsame Wachstum dieser Manganconcretionen sprechen eine Reihe von Umständen; die zuweilen auf denselben angesiedelten Tiefseethiere beweisen, dass jedenfalls während der Lebensdauer dieser keine Volumenzunahme stattfand; die starke Zersetzung der Bimstein- und Glastheilchen, die mit den Manganknollen vorkommen, zeigt

ebenso, wie die Häufigkeit der Haifischzähne von tertiärem Alter, die langsame Zunahme der Sedimente des „Rothen Thones“ überhaupt an. Wo sie im Globigerinenschlamm vorkommen, in welchem die Anreicherung des Sedimentes eine raschere ist, wird immer durch zahlreiche vulcanische Gläser die Nähe einer vulcanischen Ausbruchsstelle angezeigt, wodurch die Zufuhr an Eisen und Mangan ermöglicht wird.

Mit zu den am weitesten verbreiteten aber nicht überall vorhandenen chemischen Producten gehört der Glaukonit. Auch in den verschiedensten Gliedern der geologischen Formationsreihe vom Cambrium an ist er vertreten. Typische Proben von Glaukonitsand, die der Challenger fand, führten 40—50% Foraminiferen- und Kalkschalen, die im Innern durch Glaukonit erfüllt waren, der nach der Entfernung jener mit Salzsäure hervortrat. Die einzelnen Körner sind selten über 1 mm gross, rund und zeigen die Schalenform der Foraminiferen. Zuweilen sind nur die kleinsten Kammern dieser Thiere mit reinem, grünem Glaukonit erfüllt, während die grösseren eine bräunliche Ausfüllung besitzen. Eine äussere Umhüllung durch Glaukonit wurde nie beobachtet, wohl aber, dass durch das Anwachsen des Steinkernes die Foraminiferenschalen gesprengt wurden und dass dann die einzelnen Stücke derselben lose auf den Kernen aufsassen. Mit dem echten Glaukonit kommt noch eine ebenso gefärbte oder braune Substanz vor, welche organische Materie enthält und beim Glühen schwarz wird. Im Schlicke zeigt sich keine Structur, ausser bei von aussen nach innen zonar vorschreitender Zersetzung der Körner. Bemerkenswerth ist, dass bei gekreuzten Nicols nie die ganze Masse eines Kornes, sondern immer nur unregelmässig begrenzte Flecken gleichzeitig auslöschen. Einschlüsse kommen meist nur in den grösseren Körnern vor, welche den Endkammern der Foraminiferen entsprechen.

Das Vorkommen des Glaukonites ist auf die terrigenen Ablagerungen beschränkt; im grünen Schlamme und Sande daneben auch im blauen Schlamme in der Nähe von Festland ist seine Hauptverbreitung; wo er auch im Gebiete des „Rothen Thones“ vorkommt, finden sich auch immer die durch Eisberge dahin geführten Trümmer von Continentalgesteinen vor. In reinen oder vorwiegend vulcanischen Sedimenten ist er ebenso wenig zu constatiren, wie etwa in Korallenschlamm und -Sand. Besonders reich tritt er an den Küsten Portugals, Afrikas, Australiens, des östlichen Nordamerikas, Neuseelands und Japans auf; dagegen fehlt er im Pacificschen Ocean zwischen Japan und Chile; im rothen Schlamme der Küste Brasiliens und im Gelben Meere.

Es geht daraus hervor, dass er sich in situ am Meeresboden da bildet, wo Trümmer von Continentalgesteinen vorhanden sind und zwar am reichlichsten an der unteren Grenze der mechanischen Bewegungen des Seewassers. Die associirten Mineralien stammen alle aus Gesteinen der Festländer und aus den terrigenen Sedimenten, oder sind wie die Kalkphosphate ebenfalls in situ gebildet.

Da die ersten Anlagen zu einer Glaukonitbildung immer in den Kammern von Foraminiferen vor sich gehen, ist eine Mitwirkung der sich

zersetzenden organischen Substanz zu derselben äusserst wahrscheinlich, gleichwohl aber ist die Bildungsweise noch mehr oder weniger hypothetisch.

Auch in der geologischen Formationsreihe ist der Glaukonit vom Cambrium an nie in reinen Kalken, sondern immer in Sedimenten vorhanden, die entweder durch sandige Beschaffenheit, oder andere Eigenschaften die Küstennähe verrathen; die mechanische Abtragung des Festlandes und die im Wasser folgende chemische Zersetzung der Gesteine desselben ist ebenfalls eine zur Glaukonitbildung nothwendige Bedingung. Die chemische Zusammensetzung der in recenten Ablagerungen wie in älteren Sedimenten auftretenden Glaukonite zeigt grosse Analogien; sie entspricht einem wasserhaltigen Kali- und Eisen-Silicate mit wechselnden Mengen von Thonerde, Eisenoxydul, Magnesia und Kalk. In No. 86 ist die Analyse eines typischen Glaukonites angeführt, während das Material zu No. 88 schon etwas in Zersetzung übergegangen ist, aber in seiner Zusammensetzung etwa dem Glaukonit im Eocän von Kressenberg entspricht.

|  |                           |
|--|---------------------------|
| No. 86                                 | No. 88                    |
| Station 164 B.                         | Station 185 B.            |
| Position { 34° 13' S.                  | Posision { 11° 38' 15" S. |
| { 151 38 O.                            | { 143 59 18 O.            |
| Tiefe 410 Faden                        | Tiefe 155 Faden.          |
| Si O <sub>2</sub> . 51,80              | 27,74                     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 8,67  | 13,02                     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 24,21 | 39,93                     |
| Fe O . 1,54                            | 1,76                      |
| Mn O . Spur                            | Spur                      |
| Ca O . 1,27                            | 1,19                      |
| Mg O . 3,04                            | 4,62                      |
| K <sub>2</sub> O . 3,86                | 0,95                      |
| Na <sub>2</sub> O . 0,25               | 0,62                      |
| H <sub>2</sub> O . 5,68                | 10,85                     |
| S. 100,32                              | S. 100,68                 |

Ohne auf die schon seit EHRENBURG geführte Controverse über die Entstehung des Glaukonits des Genaueren einzugehen, sei hier nur betont, dass jedenfalls nur ein sehr geringer Theil der Glaukonitkörner in freiem Zustande und nicht zuerst in Foraminiferenkammern gebildet wird. Es gibt an Gesteinen, die in Zersetzung befindlich sind, immer grüne Mineralbildungen, die nicht mit Glaukonit verwechselt werden dürfen. Die organische Substanz begünstigt sicher den Anfang der Bildung von Glaukonit vielleicht in der Weise, dass die durch die Schalenporen in das Innere infiltrirten Lösungen zuerst durch die organische Substanz eine Umwandlung ihrer Eisensalze in Sulfide erfuhren, die dann oxydirt und hydratisirt wurden; der nöthige Kaligehalt stammt aus dem Seewasser und aus der Zersetzung kalihaltiger Gesteinsminerale wie Feldspath, Glimmer u. a. Ist im Innern der Kammern einmal die Glaukonitbildung eingeleitet, so kann es auch vorkommen, dass dieselbe durch die Poren nach aussen weiter greift und auch ausserhalb neue Theile ansetzt.

Die zur Bildung der Phosphatconcretionen nöthige Phosphorsäure stammt fast ausschliesslich von Organismen; sie ist in geringer

Menge fast überall vorhanden; im Globigerinenschlamm bis zu 1%, in terrigenen Ablagerungen aber mehr.

Einzelne der Concretionen erreichen eine Grösse von 1—3 cm; zuweilen sind sie compact, meist aber dient der phosphorsaure Kalk nur als Cement zwischen anderen zu einer Concretion verkitteten Elementen, oder er bildet Pseudomorphosen der Kalkschalen, oder überzieht in noch anderen Fällen Foraminiferen, deren Kammern er auch erfüllt. Sehr häufig sind diese Phosphatbildungen mit den Mangan- und Eisenconcretionen vermengt. Einzelne Beobachtungen lassen darauf schliessen, dass häufig die erste Anlage zur Bildung des Phosphates von den Kammern von Foraminiferen wie beim Glaukonit ausgeht. Die Concretionen aus seichem Wasser waren mehr von grüner Farbe und enthielten auch mehr Glaukonit, als die hellbraunen Phosphate der tieferen See.

Eine Analyse zeigt folgende Zusammensetzung:

|                                      |  |            |
|--------------------------------------|--|------------|
| No. 74                               |  |            |
| Station 143.                         |  |            |
| Position                             | { 36° 48' S.<br>19 24 O.                     |            |
| Tiefe 1900 Faden.                    |  |            |
| Glühverlust                          | 4,10   |            |
| In H Cl<br>löslicher<br>Theil        | Si O <sub>2</sub> . . . . .                  | 6,00       |
|                                      | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .     | 3,00       |
|                                      | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .     | 5,80       |
|                                      | Mn O <sub>2</sub> . . . . .                  | 2,70       |
|                                      | Ca C O <sub>3</sub> . . . . .                | 16,07      |
|                                      | Ca S O <sub>4</sub> . . . . .                | 2,62       |
|                                      | Ca <sub>3</sub> 2 P O <sub>4</sub> . . . . . | 49,57      |
|                                      | Mg C O <sub>3</sub> . . . . .                | 0,98       |
|                                      | Cu . . . . .                                 | Spur       |
|                                      | S.   | 86,74      |
| In H Cl<br>unlös-<br>licher<br>Theil | Si O <sub>2</sub> . . . . .                  | 8,40       |
|                                      | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .     | } . . 0,60 |
|                                      | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .     |            |
|                                      | Ca O . . . . .                               | 0,16       |
|                                      | Mg O . . . . .                               | Spur       |
|                                      | S.   | 9,16       |
|                                      |  | 100,00     |

Die grösste Anreicherung von Phosphatconcretionen fand sich südlich vom Cap der Guten Hoffnung.

Die stellenweise Häufigkeit derselben, die auch in den verschiedensten geologischen Formationen ihre Analoga findet, dürfte in dem durch irgendwelche Umstände bedingten massenweisen Absterben von pelagischen Thieren ihren Grund finden. So gehen zum Beispiel durch den Wechsel einer warmen Strömung mit einer kalten ganze Colonien pelagischer Thiere zu Grunde und am Meeresboden findet die entstehende Phosphorsäure alle Bedingungen zur Bildung dieser Concretionen vor.

Gegenüber diesen Quellen der Phosphorsäure, zu denen sich noch die Hartgebilde von Fischen und Cetaceen gesellen, spielt der Phosphorsäuregehalt im Apatit der vulcanischen Gesteine nur eine verschwindend kleine Rolle.

In dieser Form von concretionären Bildungen, die schon im Tertiär und Kreide in situ am Meeresboden vor sich gegangen sind, bleibt die Phosphorsäure abgelagert bis sie wieder in den Kreis des vegetabilischen und animalischen Stoffwechsels gelangt; in den Hartgebilden der Thiere festgelegt, kommt sie nach deren Zersetzung wieder in das Wasser, um sich dann wieder in Concretionen abzulagern und von Neuem den Kreislauf zu beginnen.

Als letzte aber nicht am wenigsten interessante der chemischen Bildungen der Tiefsee ausschliesslich sind die Krystalle von Phillipsit anzuführen, die man bisher nur aus den pelagischen Thonen und Schlammern in Verbindung mit vulcanischen Producten, aber nirgends aus der Reihe der Sedimentformationen kennt.

Sie kommen nur in äusserst kleinen (0,027—0,005 mm), farblosen Krystallen vor; sie zeigen die Formen  $OP.\infty P\infty.\infty P$  und sind nach der  $\alpha$ -Achse verlängert; Durchkreuzungszwillinge und -Drillinge sind häufig; auch sphärolitische Bildungen kommen vor.

Da sie sehr häufig mit Mangan- und Eisenüberzügen versehen sind, so zeigen auch die Analysen meist einen Gehalt an  $Fe_2O_3$  und  $MnO$ , der mit dem reinen Phillipsit  $[RO Al_2 O_3 4Si O_2 + 4H_2 O; R = Ca, K_2, Na_2]$  nichts zu thun hat.

|                       |                  |
|-----------------------|------------------|
|                       | No. 90           |
|                       | Station 275.     |
| Position              | { 11° 20' S.     |
|                       | { 150 30 W.      |
|                       | Tiefe 2610 Faden |
| Glühverlust . . . . . | 7,35             |
| $Si O_2$ . . . . .    | 49,88            |
| $Al_2 O_3$ . . . . .  | 16,52            |
| $Fe_2 O_3$ . . . . .  | 5,54             |
| $MnO$ . . . . .       | 0,44             |
| $CaO$ . . . . .       | 1,38             |
| $MgO$ . . . . .       | 1,20             |
| $K_2O$ . . . . .      | 5,10             |
| $Na_2O$ . . . . .     | 4,59             |
| $H_2O$ . . . . .      | 9,33             |
|                       | 101,33           |

Die Coincidenz des Vorkommens mit den vulcanischen Producten in den tiefsten Meeressedimenten spricht für eine Entstehung aus diesen und lässt sie nur als regenerirte Mineralien erscheinen.

Der Vorgang der Zeolithbildung bei der Zersetzung von basischen Eruptivgesteinen ist ein an der Erdoberfläche ganz ausserordentlich verbreiteter und vollzieht sich in gleicher Weise auch auf dem Meeresboden, wo die Bedingungen dafür gegeben sind.

Aus der Auflösung der vulcanischen Gläser, Bimsteinfragmente und Aschen des Meeresbodens gehen die verschiedenen, in situ gebildeten Producte: Thon, Manganconcretionen, hervor; der Alkaligehalt derselben findet seine Verwendung zum Theil beim Aufbau der Phillipsitkrystalle; in dem feinen, wässrigen Schlamme konnten sich diese letzteren nach allen Richtungen hin frei als schwebende Krystalle ausbilden, wobei noch der Um-

stand mitwirkt, dass eine Ersetzung des mit Mineralsalzen gesättigten Wassers am Meeresgrunde durch Diffusion jedenfalls nur sehr langsam und nur in sehr geringem Maasse stattfindet.

Was zum Schlusse die Frage nach dem Betrage der Sedimentation in den verschiedenen Tiefseeablagerungen anbelangt, so sind für genauere Daten noch zu wenig Anhaltspunkte vorhanden. Es lässt sich nur ein relatives Maass angeben und dieses ist für die terrigenen Ablagerungen naturgemäss höher als für die übrigen und wächst zu einem Maximum in den blauen Schlammen vor den Mündungen grösserer Flüsse. Ebenso ist um die Korallenriffe eine raschere Vermehrung des Sedimentes anzunehmen. Aber schon für die glaukonitführenden Ablagerungen liegen in der mehr oder weniger weit vorgeschrittenen Zersetzung der einzelnen Gemengtheile und in den entstandenen chemischen Umbildungen Anhaltspunkte genug vor, welche für sehr langsame Zunahme sprechen. Auch die vulcanischen Schlamm- und Sande wachsen langsam, wie das Vorkommen von Manganknollen in ihnen beweist. In den hochpelagischen Absätzen des „rothen Thones“ erreicht das Wachsthum sein Minimum. Die grosse Menge der chemischen Umbildungen, die starke Zersetzung aller vorhandenen vulcanischen Elemente, das häufigere Vorkommen der Haifischzähne von tertiärem Typus und endlich die dort gefundenen kleinen Staubkörnchen aus dem Weltraume lassen keinen Zweifel darüber aufkommen, dass die Sedimentation in diesen centralen Theilen der grossen Oeane seit langen Zeiträumen keinen nennenswerthen Betrag erreicht hat.

K. Futterer.

L. Sello: Über die Verbreitung der Wärme in der Erdrinde. Inaug.-Dissertation. 8°. 48 S. Halle 1892.

Der Verf. giebt eine historische Übersicht der wichtigsten Arbeiten über die Verbreitung der Wärme in der Erdrinde, indem er der Reihe nach die Beobachtungen in Bergwerken, in artesischen Brunnen und eigentlichen Bohrlöchern und in Eisenbahntunneln erörtert. Neue Ergebnisse sind in der Abhandlung nicht enthalten.

Th. Liebisch.

Undeutsch: Eine Hypothese über die Erstarrung der Erde. (Zeitschr. d. Ver. deutsch. Ingen. 1891. 79.)

Da in der Mehrzahl der Fälle die Schmelztemperatur eines Körpers mit der Höhe des Druckes, unter welchem er steht, steigt, nimmt Verf. an, dass sich in der Mitte des flüssigen, von einer Gashülle umgebenen Urerdballes ein fester Kern gebildet haben müsse. Die durch Abkühlung der Oberfläche der flüssigen Sphäre erstarrten Massen sanken gegen den Kern zu ein, und zwar um so tiefer, je weiter die Abkühlung fortschritt, bis sie als feste Körper den inneren festen Kern erreichten und ihn durch Anlagerung vergrösserten. So ging die Erstarrung der

Erde von innen nach aussen vor sich. Die weitere Abkühlung erfolgte dann durch Ausstrahlung an der Oberfläche rascher als im Innern. Die äussere Kruste barst und bis in die Tiefe, zu welcher die Sprünge hinabreichten, wurden die bereits fest gewesenen Massen vom Drucke befreit, in Folge ihrer Temperatur wieder flüssig, zugleich voluminöser und stiegen in den Spalten aufwärts. Diese wurden dadurch wieder ausgefüllt und die inneren Massen wieder unter Druck gestellt. Bei weiterer Abkühlung wiederholte sich der ganze Vorgang. **Katzer.**

---

**F. Loewinson-Lessing:** Über die säcularen Verschiebungen der Meere und Festländer. Festrede am Stiftungstage der K. Universität zu Dorpat am 12. Dec. 1892. 35 p. 1893.

Die Erklärung der säcularen Verschiebungen von Land und Wasser ist in tellurischen Ursachen zu suchen, nicht in kosmischen (die indessen nicht ganz ausgeschlossen sind). Die Hauptrolle ist den Schwankungen der Lithosphäre zuzuschreiben, die Hydrosphäre folgt passiv nach. Für die Jetztzeit ist die Senkung des Bodens in den tropischen oceanischen Depressionsgebieten als erstes Moment aufzufassen. Diese Senkung ruft Aufpressung und Hebung der dazwischen liegenden Gebiete hervor, während die vermeintliche Hebung der Polarländer nur eine Folge des Abströmens der Polarwässer in die sich senkenden tropischen Depressionsgebiete zu sein scheint. **Th. Liebisch.**

---

**R. Hörnes:** Der Querbruch von Santa Croce und die Bildung der Schuttmassen von Cima Fataaldo und der Rovine di Vedana bei Belluno. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1892. 347—351.)

Die in einzelnen Punkten von der FUTTERER'schen (vergl. dies. Jahrb. 1893. I. - 483-) abweichende Auffassung des Verf. über den Bau des genannten Gebietes lässt sich auszüglich nicht wiedergeben. **O. Mügge.**

---

**Th. Ch. Thomassen:** Jordskjaelvet den 15de Mai 1892. (Bergens Museums Aarsberetning 1891. No. 3. 95. Pl. I. 1892.)

Dieses Erdbeben ist das am besten in Norwegen beobachtete, da es zu sehr günstiger Zeit, etwas vor 3½ N.-M. am Sonntag den 15. Mai 1892 stattfand. Aus dem grössten Theile des südlichen Norwegens liefen Nachrichten ein. Interessant ist, dass die Erschütterung über das ganze Gebiet hin fast gleichzeitig geschah. Der Verf. hat versucht, dieses genauer so zu präcisiren, dass er mehrere N.—S. streichende Linien annimmt, wo die Bewegung gleichzeitig stattfand, und von Stössen, die als nördlich oder südlich gehend aufgefasst werden, begleitet war. Unmittelbar darauf wurden auch die Orte zu beiden Seiten von diesen Linien von der Be-

wegung ergriffen, die im Wesentlichen eine östliche Richtung hatte und wellenartig war.

Hans Reusch.

**Montessus de Ballore:** La France et l'Algérie sismiques. (Annales des mines. 9. Sér. T. II. 317—328. Mit 2 Karten. 1892.)

In früheren Arbeiten (Archives des sciences phys. et natur. de Genève, 1889 u. 1891) hatte der Verf., gestützt auf mehr als 50 000 über die ganze Erdoberfläche vertheilte Erdbebenbeobachtungen, gezeigt, dass die Erdbeben in keiner Weise weder von der Tageszeit, noch von den Culminationen des Mondes, noch von den astronomischen Gezeiten abhängen. In vorliegender Abhandlung geht er von der wohl zulässigen Annahme aus, dass bis zu einem gewissen Grade ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der Erdoberfläche und den Erdbeben bestehe. Nun kennen wir an der Erdrinde das Relief und die geologische Beschaffenheit, und wir werden den Einfluss dieser beiden Factoren auf die Erdbeben feststellen können, sobald uns die Sismicität aller Theile der Erdoberfläche bekannt ist. Zunächst handelt es sich um eine brauchbare Definition der Sismicität, welche der Verf. in folgender Form zu zahlenmässigen Darstellungen geeignet erachtet: Haben in einer gewissen Region von der Oberfläche  $S$  ein oder mehrere Beobachter in  $p$  Jahren  $n$  Erdbebentage registriert, so ist  $p \cdot S/n$  jene Fläche, auf welche im Mittel ein Erdbebentag im Jahr fällt. Der reciproke Werth ist der Ausdruck der Sismicität. Die Intensität der Beben wird dabei nicht in Betracht gezogen, weil dieses Element schwierig abzuschätzen ist.

Als Beispiel seien einige Zahlen angeführt, welche der Verf. auf Grund der von PERREY, FUCHS, DETAILLE gelieferten, sowie eigener Verzeichnisse (von 1843 bis 1891) für Frankreich und Algier zusammengestellt hat. So beträgt  $p \cdot S/n$  ausgedrückt in Quadratkilometern: in den Seealpen 313, in den Pyrenäen 4990, in Savoyen und der Dauphiné 10 716, im Elsass 13 150, in Korsika 159 036 (?). Das bedeutet: in den Seealpen kommt schon auf eine Fläche von 313 km<sup>2</sup> ein Erdbebentag pro Jahr, in Korsika aber erst auf eine Fläche von 159 036 km<sup>2</sup>. Je kleiner diese Fläche, desto grösser die Sismicität und umgekehrt. Im Anschluss hieran wird der wahrscheinliche Zusammenhang der Sismicität mit den orographischen und geologischen Verhältnissen Frankreichs [zu welchem auf der Karte auch Elsass-Lothringen einbezogen wird] und Algiers kurz erörtert.

Katzer.

**H. Höfer:** Die Ergiebigkeit eines Grundwasserstromes. (Zeitschr. des österr. Ingen.- u. Archit.-Vereines. 1892. No. 29.)

Der seit 13 Jahren mit der Geologie der untertägigen Wasserläufe beschäftigte Verf. erörtert die Verhältnisse, welche bei Beurtheilung der Ergiebigkeit eines Grundwasserstromes von besonderer Bedeutung sind. Zunächst wird nachdrücklich der Unterschied zwischen Grundwasserstau und Grundwasserstrom hervorgehoben, welcher von grosser praktischer

Wichtigkeit ist. Stau ist jene im Beckentiefsten vorhandene, einem zu- und abflusslosen Teiche vergleichbare Wassermenge, welche dem darüber befindlichen fließenden Grundwasserstrom zur Unterlage dient. Es ist klar, dass es sich bei Wasserversorgungsfragen zunächst nur um den Wasserreichthum des Stromes handeln kann, weil, sobald man aus dem Stau schöpfen würde, die Ergiebigkeit des Grundwasserbeckens stetig abnehmen müsste, bis der Stauspiegel zur Brunnensohle herabgesunken sein würde, worauf wieder nur der Strom zur Verfügung stünde. Ist die Ergiebigkeit des Stromes eine veränderliche, so kann bei Abnahme derselben der Mehrbedarf aus dem Stau entnommen werden, weil der reichlichere Strom denselben später wieder ersetzt. So wirkt der Stau als Ausgleicher. Ist die Gestaltung des Grundgebirges nicht einfach muldenförmig, so complicirt sich natürlich das Verhältniss zwischen Strom und Stau, bezüglich welcher Fälle auf die Arbeit selbst verwiesen werden muss. Da die Mächtigkeit des Staus auf die Ergiebigkeit des Stromes ohne Einfluss ist, so müssen alle jene Ergiebigkeitsformeln zu völlig verfehlten Resultaten führen, in welchen die gesammte Grundwassermächtigkeit als gleichbedeutend mit Strommächtigkeit eingeführt ist. Von Einfluss auf die Wassermenge, welche gefördert werden soll, ist ferner die Breite der Entnahmegrenze querweise zur Stromrichtung, in welcher sich die Depressionscurve unbehindert entwickeln können muss, wenn die Rechnung nicht viel grössere Entnahmemengen ergeben soll, als in der That bezogen werden können. Dass alle diese Verhältnisse nur bei genauer Kenntniss der Configuration des unter dem Grundwasser gelegenen Grundgebirges richtig ermittelt werden können, ist einleuchtend. Praktisch wichtig ist auch die Frage, wo in Thälern, deren Schottergrund Erweiterungen und Verengungen aufweist, mit welchen eine ähnliche Gestaltung der Grundwasserufer verbunden ist, die Wasserentnahme stattzufinden hat. In schmalen Stellen kann der ganze Strom leicht gefasst werden, jedoch werden hier die Schwankungen der Stromergiebigkeit nicht leicht ausgeglichen werden können, weil der Stau klein oder selbst Null sein wird. Es wird sich also die Fassung in der Enge nur dann empfehlen, wenn dem Strome nur so viel Wasser entnommen werden soll, als er in seinem Mindestwerthe liefert. Zum Schluss werden die Beziehungen zwischen Grundwasser und Tagwasserläufen erörtert.

Katzner.

---

**Fr. Toula:** Über Wildbachverheerungen und die Mittel, ihnen zu begegnen. (Zeitschr. d. österr. Ingen.- u. Archit.-Vereines. 1892. No. 43.)

In dieser, mit 11 nach Photographien hergestellten Abbildungen ausgestatteten Abhandlung werden der grosse neue Schuttkegel des Ganderbaches bei Kollmann, die Verheerungen im Gebiete der Gailitz und die Eisse-Katastrophe im Martellthale (Ortlergebiet) eingehender besprochen, wobei die geologischen Verhältnisse freilich nur nebenbei berührt werden konnten.

Katzner.

---

## Petrographie.

**O. A. Derby:** On the Separation and Study of the Heavy Accessories of Rocks. (Proc. Rochester Acad. of Science. Vol. I. 198—206. 1891.)

Verf. empfiehlt zum Studium der selteneren Gemengtheile die Anwendung eines Wasserstromes und der Batêa der brasilianischen Edelsteingruben. Die Batêa hat die Form eines conischen Kesseldeckels (ohne den vorstehenden Rand desselben) von 12 Zoll Durchmesser und mit einem Winkel an der Spitze von  $120^{\circ}$ ; sie ist am besten aus Kupfer. Es lässt sich darin ein grosses Handstück, das in der Regel reichlich Material für die mikroskopische Untersuchung liefert, bequem verarbeiten. Nach dem Zerkleinern werden die thonigen Massen etc. weggeschwemmt, dann durch wiederholtes Schütteln und Herumwirbeln die gröbereren Gemengtheile nach oben gebracht und mit der Hand entfernt, ebenso dann der etwa aus Feldspath und Quarz bestehende helle Sand, der sich beim Herumwirbeln oben an die Seiten legt. Ist das Material auf etwa einen Theelöffel voll reducirt, so erscheint der Sand dunkler, und durch weiteres Herumwirbeln lagern sich die Gemengtheile nach dem specifischen Gewicht in concentrischen Kreisen so scharf getrennt, dass man z. B. Titaneisen (4,7) und Monazit (5,0) deutlich unterscheiden kann. Am besten arbeitet man aber nur so lange mit der Batêa, bis die Mineralien mit einem spec. Gew.  $> 3$  isolirt sind und geht dann zur Trennung mit schwereren Lösungen etc. über. Die Methode ist auch im Felde anwendbar, und Verf. glaubt, dass es manchmal möglich sein werde, aus den Rückständen ganz zersetzter und also anderen Untersuchungsmethoden nicht mehr zugänglichen Gesteine auf ihre Zusammensetzung zu schliessen. Zum Schluss werden die Ergebnisse solcher Untersuchungen an einigen Graniten und Gneissen mitgetheilt.

O. Mügge.

**A. Streng:** Über die basaltischen Kraterbildungen nördlich und nordöstlich von Giessen. (Ber. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Giessen. 29. 10 S. 1892.)

Der Verf. unterscheidet an dem äussersten westlichen Rande des Vogelsberges zwei Abänderungen der basaltischen Gesteine: ältere (Basalt, mit 42—45 % Kieselerde) und jüngere (Anamesit und Dolerit mit 47—54 % Kieselerde). Die Basalte treten in Gängen und in Lavaströmen auf; die Anamesite und Dolerite sind bis jetzt nur in Lavaströmen gefunden worden. Die Ströme bieten ausgezeichnete Oberflächenformen dar. Der Hauptvulcan lag N. von Beuern an der Kreisstrasse nach Allertshausen. Seitliche Nebenkratere finden sich bei Climbach (Aspenkippel), bei Grossenbuseck und W. von Beuern. Die Eruptionspunkte der Anamesite, welche sich über die älteren basaltischen Bildungen (Gänge, Ströme, Tuffe) in Form von mächtigen und ausgedehnten Lavaströmen ergossen haben, liegen bei Allertshausen.

Th. Liebisch.

**E. Dathe:** Über die Strahlsteinschiefer in der Gneissformation des Eulengebirges. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 44. 378—380. 1892.)

Strahlsteinschiefer finden sich an vielen Punkten sowohl im Biotitwie im Zweiglimmergneiss des Eulengebirges, aber niemals selbständig, sondern stets verknüpft mit Serpentin (10 mal), oder mit Amphibolit (2 mal). In den meist dickschieferigen, lauch- bis graugrünen Gesteinen ist der Hauptgemengtheil stets Strahlstein (zuweilen mit Absonderung // P∞); Nebengemengtheile sind Chlorit, Zoisit (zuweilen reichlich), Salit, Apatit und Magnetit. Analysen: a = Sonnenkoppe (HAMPE), b = Steingrund bei Langenbielau (HAMPE), c = Abbaue Weigelsdorf (FISCHER).

|  | a.    | b.     | c.     |
|--|-------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 55,52 | 54,95  | 52,76  |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 0,45  | Sp.    | 0,37   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 1,75  | 2,88   | 8,48   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 1,06  | 1,53   | 0,34   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 1,08  | 0,76   | 1,13   |
| FeO . . . . .                            | 6,59  | 6,29   | 6,59   |
| MgO . . . . .                            | 21,24 | 21,02  | 17,69  |
| CaO . . . . .                            | 10,72 | 11,53  | 9,28   |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 0,12  | 0,16   | —      |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 0,21  | 0,25   | 2,16   |
| H <sub>2</sub> O . . . . .               | 0,94  | 0,99   | 1,40   |
| CO <sub>2</sub> . . . . .                | 0,26  | —      | —      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .  | —     | Sp.    | Sp.    |
| SO <sub>3</sub> . . . . .                | Sp.   | Sp.    | Sp.    |
| Sa. . . . .                              | 99,94 | 100,36 | 100,20 |
| Sp. Gew. . . . .                         | 3,056 | 3,052  | 2,994  |

O. Mügge.

**E. Dathe:** Die Strahlsteinschiefer des Eulengebirges. (Jahrb. preuss. geol. Landesanst. für 1891. 193—233. 1893.)

Die vorliegende Abhandlung enthält im Anschluss an die ausführliche Darlegung der petrographischen Untersuchungen, über deren Ergebnisse in dem vorhergehenden Referate nach einem Vortrage des Verf.'s berichtet wurde, eine Erörterung der Frage nach der Entstehung der Strahlsteinschiefer. Diese Gesteine sind nach der Auffassung des Verf.'s weder dynamometamorphe Massen noch Producte der Contactmetamorphose des Granits, sondern ursprüngliche Bildungen, d. h. sie haben ihren wesentlichen Mineralbestand und ihre Structur bei ihrer Entstehung empfangen.

Th. Liebisch.

**W. Schauf:** Beobachtungen an der Steinheimer Anamesitdecke. (Ber. Senckenberg. naturf. Ges. Frankfurt a. M. Mit vier Lichtdrucktaf. 1892.)

Der Anamesit von Steinheim unweit Hanau a. M. ist in vielen Steinbrüchen aufgeschlossen, unter denen der Verf. die mainabwärts liegenden westlichen als Dittesheimer, die östlichen als Kesselstädter oder Steinheimer Brüche von den mittleren im Walde daselbst unterscheidet und betrachtet. Verf. betont, dass, abgesehen von einem Fall bei Steinheim, in jedem Aufschluss nur ein Strom von Anamesit vorhanden sei, entgegen der Ansicht Anderer, dass die Anamesite in ein und demselben Aufschluss verschiedenen Eruptionen angehörten. In den Steinheimer Brüchen war zeitweise aufgeschlossen:

Sand und Sand mit Quarz- und Sandsteingeröllen [vermuthlich Flugsand auf diluvialem Mainschotter. Ref.].

Sandiger Lehm, darunter

Oberer Anamesitstrom, 4—5 m mächtig, mit Verwitterungsdecke; unterer Theil blasig; Unterfläche zeigt die Formen von Fladenlava.

Schwarze Lehm-, Letten- oder Thonschicht mit verkohlten, in der Unterseite des Anamesits abgedrückten Hölzern, welche bald echter Holzkohle, bald Lignit ähnlich sind.

Unterer, zweiter Anamesitstrom von violetter Farbe ohne Olivin und reich an intersertalem Glas.

Bei Dittesheim konnte durch Bohrung und umherliegende Stücke von Anamesit mit Lignit constatirt werden, dass dort ebenfalls Lignit unter der Anamesitdecke liegt. Die dunkle Lehmschicht zwischen den beiden Strömen bei Steinheim enthält Quarzkörner und Bestandtheile des Anamesits, wonach dieselbe weder allein aus Verwitterungsproducten oder Trümmern der vulcanischen Massen, noch auch ausschliesslich aus fremdem Material bestehen kann. Diese Angabe ist einerseits wichtig gegenüber der Ansicht, dass die Thone der in der Umgebung des Anamesits befindlichen Pliocänschichten nur aus Anamesitmaterial gebildet seien, anderseits bestätigt sie die locale Beeinflussung der pliocänen Ablagerungen durch die Materialien des Untergrunds und der Umgebung. In den westlichen Steinbrüchen bei Dittesheim fand sich unter dem Anamesit:

Lehmiger Sand 1,87 m,

Blaugrauer Thon und Sand 1,89—2,50 m.

Letztere werden von KINKELIN zum Pliocän gerechnet. Wie aus den Mittheilungen dieses an anderer Stelle schon hervorgeht, könnte somit wenigstens der obere Anamesitstrom sehr jung und während oder am Ende der Pliocänzeit erschienen sein. Neue Aufschlüsse bei Hainstadt, südlich Steinheim, in denen Anamesit und Thon des Pliocäns in grosser Mächtigkeit mindestens neben einander sichtbar sind, werden vermuthlich die Ansicht über das Alter des Anamesits bestätigen. [D. Ref.]

In den mittleren Steinbrüchen liegt Lehm mit zu Halbopal veränderten Hölzern an seiner unteren Grenze über einem

Lignitflötz, von 80 cm grösster Mächtigkeit im Tiefsten seiner Mulde, aus wirt geschichteten, braunkohlenartigen Hölzern bestehend; darunter folgt der

Anamesit, zwischen dessen oberen Blöcken sich ebenfalls Halbopal findet.

Ob nun ein Zusammenhang zwischen den drei Lignitflötzen besteht und der Strom der mittleren Brüche gleich denen der östlichen und westlichen, ob es verschiedenalterige Lignitflötze hier giebt, ob alle Anamesitaufschlüsse zu dem oberen Strom von Steinheim gehören oder ob der untere Strom von Steinheim nach der Ansicht von v. REINACH gleich dem von Dittesheim ist, bleibt noch zu entscheiden.

Unregelmässig abgesonderte Partien in dem sonst in regelmässigen, senkrechten Säulen erkalteten Strom werden als erste Erstarrungsgebilde gedeutet, welche an der Stirn oder den Flanken des Lavastroms durchbrochen und von weiterfliessender Lava umhüllt wurden; in dieser sonderten sich durch die zweiseitige Abkühlung nächst der Durchbruchstelle peripherisch zuerst schräg stehende, weiterhin erst senkrecht stehende Säulen ab. Die Anamesitblöcke solcher Stellen, welche von Anderen als eine zweite Eruption durch die erste kalte Decke gedeutet werden, zeigen vielfach an ihrer Oberfläche die Structur der Fladenlava und weisen deshalb auf die vom Verf. gegebene Erklärung hin. Verf. beschreibt aus den mittleren Brüchen vertical stehende, lange Säulchen von cylindrischen Blasenzügen in der Lava, welche, wie die beigegebene Abbildung erkennen lässt, in besonderer Schönheit hier ausgebildet sind und weit regelmässiger erscheinen, als man solche Blasenzüge, etwa im Londorfer Dolerit oder der Niedermendiger Basaltlava, zu sehen gewohnt ist. Auf dem Querschnitt der Säulchen in dem Anamesit lässt sich eine Randzone von dem Kern unterscheiden.

Der petrographischen Beschaffenheit nach unterscheidet sich der Strom von Dittesheim durch gröberes Korn und mehr Glas von dem Oberstrom bei Steinheim, ähnlich wie der Unterstrom dort von diesem. Olivin ist in dem Steinheimer Oberstrom stets vorhanden, seine Menge wechselt jedoch in dem Dittesheimer Anamesit sehr. Während dort der mittlere Theil der Säulen reichlich Olivin enthält, fehlt derselbe oben und unten meist fast ganz. Auswitterung des Olivin könne nicht die Ursache dieser auffälligen Erscheinung sein. Wenn man deshalb in einem zufällig geschlagenen Handstück keinen Olivin finde, so dürfe man sich nicht dazu verleiten lassen, dasselbe etwa als Augitandesit bezeichnen zu wollen.

Die z. Th. gut gelungenen Lichtdrucktafeln zeigen die zwei durch die Thonschicht getrennten Anamesitströme von Steinheim, die Structur der Fladenlava, die scheinbaren Durchbrüche mit unregelmässig abgesondertem Anamesit, die verticalen Blasenzüge im Anamesit, einen Gesteinsblock mit Holzabdrücken an der Unterseite und drei mikroskopische Bilder.

Chelius.

**A. Leppla:** Über das Grundgebirge der pfälzischen Nordvogesen (Hartgebirge). (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. XLIV. 400—438. Mit 1 Karte. 1892.)

Am Steilrande der bayerischen Pfalz gegen die Rheinebene treten im Untergrund der „permotriadischen“ Schichten, die man bisher zum Rothliegenden und dem unteren Buntsandstein rechnete, ältere Schiefer, Gneisse

und Granite des Grundgebirgs, Quarzporphyre und Melaphyre da zu Tage, wo die zum Rhein fließenden Bäche genügend tief sich eingeschnitten haben. Diese Gebirgsglieder finden sich deshalb im Süden bei Waldhambach, an der Queich bei Albersweiler unweit Landau, bei Gleisweiler, Burrweiler, Weiher, an der Ludwigshöhe gegenüber Edenkoben, bei Ober- und Mittelhambach und bis Neustadt a. d. H. im Norden. Es sind:

1) Biotitgneisse (Albersweiler), aus Quarz und Feldspath bestehend, meist glimmerarm; ihr Glimmer veranlasst durch seine parallele Anordnung wesentlich die Structur des Gesteins, dessen parallele Streifung steil gestellt ist; hier und da tritt Hornblende zu diesen Gemengtheilen. Der Feldspath zeigt häufig Mikroklinstructur und wellige Auslöschung.

2) Lamprophyrische Gänge, welche diese Albersweiler Gneisse zahlreich und mit Verästelungen durchziehen, aber nicht in die dem Gneiss aufliegenden, sog. rothliegenden Conglomerate oder Melaphyre eindringen, also älter als diese sind. Diese Ganggesteine, in der Gangmitte panidiomorphkörnig, bestehen aus vorwiegend triklinem Feldspath, viel Biotit, wenig Quarz und etwas Hornblende, am Salband haben sie ein porphyrisches Aussehen. Ihr  $\text{SiO}_2$ -Gehalt = 54 %. Die Gänge stehen steil und streichen W.—O. oder OSO.

3) Biotitgranite von Waldhambach und Ludwigshöhe von grauer oder hellrother Farbe und verschiedener Frische mit geringem Gehalt an Biotit, der häufig schon umgewandelt ist. In dem Granit kommen glimmerreichere, basische Ausscheidungen vor.

4) Schiefer und Grauwacken von vielleicht culmischem Alter, die z. Th. Knötchen aufweisen und kleine Kryställchen von Turmalin und Blättchen von Muscovit führen, so dass die Metamorphose dieser Schiefer zu Knotenglimmerschiefer durch eines der Grundgebirgsgesteine, den Biotitgranit, wahrscheinlich wird.

5) Biotitgranitische und pegmatitische Gänge, welche sowohl die Schiefer als die stockförmigen Biotitgranite durchziehen, meist von feinem Korn; ihr Salband wird oft porphyrisch, ihr Glimmergehalt ist meist gering. Einige Erscheinungen an ihren Gemengtheilen lassen auf Druckwirkungen schliessen. Die von ihnen durchzogenen Schiefer zeigen überall, auch entfernt von den Gängen, die Umwandlung zu Knotenglimmerschiefer und können deshalb nicht etwa von den Gängen allein umgewandelt sein.

6) Quarzporphyre und Melaphyre; letztere als lavaartige Deckenergüsse über den übrigen Grundgebirgsgliedern, wahrscheinlich gleichalterig mit den jüngsten Ergüssen des Saar-Nahegebiets. Die Quarzporphyre von Oberhambach zeigen eine hellgraue Grundmasse, deren Theilchen zumeist sich sphärolithartig um grössere Quarzkrystalle in breiterer oder schmalerer Zone gruppieren, weshalb Verf. diese Porphyre als granophyrisch bezeichnet. Der Quarzporphyr vom Silberthaler Gang nördlich Lindenberg tritt im Liegenden der Röthelschiefer und thonigen Sandsteine daselbst auf; zwischen ihm und diese schiebt sich am Westende noch das sog. rothliegende Conglomerat ein.

Die Melaphyre von Albersweiler sind stark zersetzt, die von Wald-

hambach zeigen dicht gedrängte, langgezogene Blasenräume am Contact gegen die liegenden Arkosen und hangenden Schieferthone und Sandsteine; in ihrer Grundmasse von Feldspathleisten mit wenig Quarz oder mit einem isotropen Basisrest liegen Einsprenglinge von Feldspath, Olivin, Bastit und Quarz. Da letzterer stets durch einen Kranz von Augiten umgeben ist, wird er wohl, wie Verf. auch andeutet, wahrscheinlich als fremder Einschluss zu betrachten sein, eine Erscheinung, die zahlreiche andere Eruptivgesteine mit Quarzeinschlüssen anderwärts, wie auch dort in der Nähe der Kaiserbacher Mühle zeigen, wo das Melaphyrmagma an seiner Sohle von Granitgrus der Arkose oder des Granits darunter ganz durchspickt ist und in Folge der vielen Einschlüsse eine andere glasige Erstarrungsform als das übrige Melaphyrmagma angenommen hat. Ähnlich den Hambacher Melaphyren sind die des Klingensbachthales.

Wenn diese Vorkommen von älterem Gebirge auch geringe Ausdehnung haben, so ist doch zu vermuthen, dass das krystalline Grundgebirge im Untergrund von hier noch weithin gegen Westen sich erstreckt, da sowohl die Schichten des Rothliegenden Material desselben enthalten, als auch die Eruptivgesteine daselbst solches einschliessen.

Dem Alter nach hält Verf. den Gneiss von Albersweiler für den ältesten Theil des Grundgebirges; ihm folgen an Alter die Schiefer von Burrweiler u. a. O., welche älter als die Granite sind, durch die sie metamorphosirt wurden, und älter als die Granitgänge, welche sie durchziehen.

Die Lamprophyrgänge und die Quarzporphyre sind älter als das sog. Rothliegend-Conglomerat und älter als die ergussförmigen Melaphyre. Letztere sind den Gesteinen des sog. eruptiven Grenzlagers im Westrich so ähnlich, dass sie mit diesem für gleichalterig gehalten werden.

[Wenn der Verf. sich auch von einem Vergleich der Grundgebirgesteine mit den Nachbargebieten keine Ergebnisse verspricht, so kann ihm Ref. hierin nicht ganz beipflichten. Bei der geringen Entfernung des Hartrandes vom Odenwald, bei dem regelmässigen NO.—SW.-Streichen der Gesteinszonen im Odenwald ist sehr wohl zu hoffen, dass petrographische Ähnlichkeiten auf Beziehungen der Gesteine hier und dort uns führen werden. Ohne Besichtigung an Ort und Stelle und genaue Kenntniss der beiderseitigen Materialien ist jeder Versuch solcher Vergleichung allerdings misslich. Trotzdem möchte Ref. nicht ableugnen, dass ihm bei Durchsicht der vorstehenden Abhandlung und bei Betrachtung des von Albersweiler stammenden Beschotterungsmaterials, welches im Kreise Alzey benutzt wird, sofort die Vermuthung sich geltend machte, die Albersweiler Biotitgneisse seien den rothen Böllsteiner Gneissen des Odenwalds vielleicht gleich. Die lamprophyrischen Gänge bei Albersweiler dürften zwar sowohl an Kersantite und Minetten, welche aber ohne Augit ihren Charakter einbüssen, als an unsere Odenwälder, zuerst von OSANN beschriebenen Malchite vom Melibocus erinnern, die sowohl panidiomorph-körnig in aplitischer, als mit porphyrischer Structur (Orbite) vorkommen. Diesem Vergleich steht leider entgegen, dass wir zugehörige Tiefengesteine, wie Diorit und Gabbro an der Bergstrasse, an dem Hartrand nicht kennen.]

**J. M. Clements:** Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nord-Böhmen. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 40. 317—350. 1890.)

Im ersten Abschnitt wird eine allgemeine geologische Schilderung des aus Basaltdecken und Tuffen bestehenden Duppauer Gebirges gegeben, welche wesentlich auf den Resultaten der älteren Aufnahmen der geolog. Reichsanstalt durch HOCHSTETTER und JOKÉLY beruht, auch die neueren Resultate von LAUBE, SAUER u. a. verwerthet, und naturgemäss wenig Neues zu dem Bekannten hinzufügt. Auch CLEMENTS fand keine Bestätigung, dass das Duppauer Gebirge den Eruptionen eines einheitlichen Vulcans seine Entstehung verdanke.

Werthvoll sind in dem Abschnitt „Tektonik und Altersverhältnisse“ die exacten Angaben über die petrographische Beschaffenheit der Gesteine, die an den Rändern des Gebirges deckenartig über einander lagern. Der Burberg bei Kaaden, dessen classisches Profil von Basaltdecken mit Tuffzwischenlagen in mehrere Handbücher übergegangen ist, lässt an seiner Nordseite drei durch Tufflagen getrennte Basaltdecken erkennen. Die oberste (I) ist olivinärmer Plagioklasbasalt; die mittlere (II) grobkörniger, Olivin führender Plagioklasbasalt; die unterste (III) ein sehr olivinreicher, leucitärmer Leucitbasanit.

|                                      | I.           | II.         | III.         |
|--------------------------------------|--------------|-------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub> . . .               | 44,60        | 42,08       | 42,71        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . | 21,29        | 20,88       | 16,03        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . | 10,51        | 6,77        | 9,31         |
| FeO . . .                            | 0,57         | 3,17        | 1,83         |
| CaO . . .                            | 11,35        | 12,48       | 14,70        |
| MgO . . .                            | 3,51         | 0,85        | 10,44        |
| Na <sub>2</sub> O . . .              | 4,81         | 3,37        | 2,71         |
| K <sub>2</sub> O . . .               | 0,74         | 0,44        | 0,24         |
| Glühverl. . .                        | 2,65         | 3,18        | 2,78         |
|                                      | <hr/> 100,03 | <hr/> 99,22 | <hr/> 100,75 |

Die zeitliche Folge von immer Kieselsäure und alkalireicheren Gesteinen, welche das ganze nordböhmische Eruptivgebiet zu beherrschen scheint, spricht sich in dieser Reihe schön aus. Nach CLEMENTS kehrt an zahlreichen Stellen die Altersfolge: Nephelin-Leucit-Gesteine, Plagioklasbasalt wieder. Doch wurden auch Ausnahmen beobachtet. So liegt an einer Felswand bei Wiekwitz zu unterst ein Lager von Plagioklasbasalt, dem Leucitbasanit, Nephelinit, olivinreicher Leucitbasalt mit Tufflagen wechselnd, folgen.

Während das Auftreten von Basaltdecken mit Tuffzwischenlagen allenthalben beobachtet wird, wo die Erosion Aufschlüsse geschaffen hat, treten Gänge von Basalt seltener auf; ausser den durch JOKÉLY und LAUBE geschilderten Nephelinitoid-Basaltgängen bei Wotsch, die mit den Decken am Südfuss des Erzgebirges in Verbindung stehen, werden noch mehrere gangförmige Vorkommen von Augitit und Limburgit beschrieben.

Nebst den Basaltdecken haben Tuffe und Conglomerate eine weite Verbreitung. Den Schilderungen, welche HOCHSTETTER und JOKÉLY von diesen Gebilden gegeben haben, wird nichts wesentlich Neues hinzugefügt.

Phonolith tritt nach den älteren Aufnahmen an zahlreichen kleinen Aufbrüchen entgegen. Nach CLEMENTS sind die meisten dieser Gesteine nur phonolithähnliche Plagioklasgesteine. Eine kleine Gruppe von Gesteinen wird als Andesit (Hornblende-Andesit) bezeichnet.

In einem „speciellen petrographischen Theil“ werden Dünnschliffbeschreibungen zahlreicher einzelner Vorkommnisse gegeben, die für eine künftige mehr zusammenfassende Behandlung des Gebietes zahlreiche werthvolle Daten liefern, in der vorliegenden Form freilich im Auszug kaum wiederzugeben sind. Es genüge, die unterschiedenen Typen namhaft zu machen: Glasführende und glasfreie Leucitbasalte, Leucitit, Leucittephrit, Leucitbasanit, Nephelinbasalt, Nephelinit, Nephelintephrit, Hornblende führende und -freie Feldspathbasalte, Limburgit, Augitit, Andesit, Phonolith.

Von Einzelbeobachtungen sei erwähnt: Wandernde Auslöschung an Augit im Leucitit vom Bergkamm W. oberhalb Holeditz. Die Erscheinung gleicht ganz der von HÖPFNER an Plagioklasen des Pyroxen-Andesites vom Mte. Tajumbina beobachteten und ist mit peripherisch zunehmender Eisenfärbung verknüpft und durch stetig zunehmenden Fe-Gehalt der isomorphen Schichtung zu erklären. [Diese Beobachtung widerspricht der Regel, wonach die Fe-Verbindungen in den ältesten Ausscheidungen vorwalten, die Erscheinung findet sich aber in den Augiten alkalireicher Magmen sehr häufig. Ref.] — In einem Leucittephrit vom Čebrišberg bei Radigau beobachtete CLEMENTS schöne Sanduhr-Augite. Der Sanduhrbau fehlt den äussersten Zonen. — In zwei Fällen (Nephelinit vom Dürrmauler Berg und hornblendefreier Basalt vom Steinberg bei Hermesdorf) beobachtete CLEMENTS Zwillingslamellen an Augitkrystallen, die durch äusseren Druck, vom erstarrenden Magma herrührend, entstanden sein sollen; mindestens der zweite der durch Abbildungen erläuterten Fälle scheint dem Referenten eine andere Deutung zu fordern. Erwähnenswerth ist auch noch das Vorkommen von Phillipsit in Pseudomorphosen nach Olivin (Leucitit vom Wobernberg bei Turtsch). In mehreren Phonolithen wurde ein adularähnliches Mineral (analog dem Adular aus dem Leucittephrit vom Eulenberg bei Leitmeritz) in Hohlräumen beobachtet, die von Phillipsit und Calcit erfüllt werden. Hier scheint der Feldspath das älteste Gebilde zu sein; im Eulenberger Vorkommen tritt aber das feldspathähnliche Mineral über Calcit als jüngste Bildung auf; die von CLEMENTS beobachteten Feldspäthe wären vielleicht eher mit den von HIBSCH in Phonolithen beobachteten Feldspathneubildungen zu vergleichen (Min. u. petr. Mitth. IX. 232).

F. Becke.

**H. Lechleitner:** Eine neue Lagerstätte dioritischer Gesteine bei Vahrn am Eisack. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1892. No. 11. 277—280.)

Verf. hat (Min. u. petr. Mitth. XIII. 6) zwei Typen dioritischer Gesteine (Diorit-Gabbro und Norit-Diorit) beschrieben, die von CA-THREIN bei Vahrn in Geschieben aufgefunden wurden. Es ist nun gelungen, das Anstehende im Spiluk-Thal aufzufinden. Der Gabbro bildet einen Stock in grauem Phyllit, der deutliche Spuren von Contactmetamorphose erkennen lässt, am Burgstall. In der Nachbarschaft wurden (auf der Südseite der Karspitze) Durchbrüche von Porphyrit im Schiefer gefunden. Im Kamm zwischen Spiluk-Thal einerseits, Eisack und Frigoalthal andererseits ist ein bedeutendes Gabbro-, Norit-, Diorit-Gebiet vorhanden. Die dioritischen Gesteine durchbrechen Granit und Schiefer. Anhangsweise werden Granit, porphyrtiger Granit und mannigfaltige Porphyrite aus dem benachbarten Flagger-Thal erwähnt. F. Becke.

L. Milch: Beiträge zur Kenntniss des Verrucano. Erster Theil. VI. 145. Leipzig 1892.

Der erste Abschnitt giebt eine Geschichte der Entwicklung in der Kenntniss und Auffassung des Verrucano im Gebiet der Glarner Doppelfalte, wobei auch die ähnlichen und z. Th. gleichbenannten Gesteine der Central-, Ost-, West-Alpen und Italiens berücksichtigt werden. Die Verrucano-Literatur von Glarus und Graubünden ist möglichst vollständig zusammengestellt. Der zweite Abschnitt behandelt die Eruptiv-Gesteine des Verrucano und ihre Umwandlungsproducte, daran soll sich später schliessen eine Untersuchung der Sedimente und ihrer Beziehungen zur Kohlenformation.

Von basischen Eruptivgesteinen sind beobachtet: Olivin-Weissbergite, Navite und Olivin-Tholeiite. In Gesteinen der ersten Art ist der Olivin meist zersetzt, Feldspath-Einsprenglinge sind spärlich, die Leisten der Grundmasse randlich zersetzt, so dass ein etwaiger früherer Glasgehalt manchmal nicht mehr zu erkennen ist. Mechanisch metamorphosirte Gesteine dieser Art sind stark geschiefert und zeigen einen Wechsel von rothen und weissen stark gefälteten Zonen, erstere reich an Eisenerzen, letztere an Feldspathleisten, hier z. Th. zertrümmert in Körnchen, mit Sericit, Chlorit und Epidot; daneben kommen auch carbonat- und quarzreiche Lagen vor. Die ersten Anfänge dieser mechanischen Umwandlung sieht Verf. in den Mandelsteinen desselben Typus, in denen zwar die Mineralgemengtheile noch gut erhalten, die Mandeln aber lang ausgezogen und platt gedrückt sind. In den Naviten bilden die zahlreich vorhandenen Feldspath-Einsprenglinge gern mandelähnlich nach aussen abgegrenzte Aggregate; die Grundmasse ist voller Neubildungen von Sericit, Feldspath und von Titan-Mineralien durchspicktem Chlorit. Bei stärkeren Deformationen zeigen sich in der Verlängerung der lang ausgezogenen, platt gedrückten Mandelräume Knickungslinien in den Feldspathströmen der Grundmasse. Auch in den typischen Tholeyiten machen sich Deformationen bemerkbar. Chlorit-, Sericit- und Magnetitleisten bilden ein Maschenwerk mit Feldspathfüllung, breitere Züge von Chlorit etc. sondern zugleich

größere Fasern aus. Durch grossen Epidot- und Chlorit-Gehalt zeichnet sich eine Reihe von Gesteinen aus, die nur z. Th. von compactem oder tuffigem Melaphyr-Material abgeleitet werden können, z. Th. auch aus Ca- und Mg-reichen Sedimenten entstanden sein mögen.

Sauere Eruptiv-Gesteine. Zahlreiche Gerölle und Bruchstücke von Porphyry im Verrucano lassen anstehenden Porphyry in der Nähe vermuthen und solche sind denn auch vom Verf. gefunden. Die Gerölle und Bruchstücke gehören z. Th. Gesteinen mit holokrystalliner, z. Th. solchen mit glasiger und mikrofelsitischer Grundmasse an. Neben Quarz und Feldspath führen erstere als Einsprenglinge Chlorithäufchen und Magnetit, die Grundmasse ist ein allotriomorphes Gemenge von Quarz und Orthoklas. Quarz und Feldspath durchsetzende Druckzonen machen sich an solchen Stellen, wo der Druck zur Zerreiſung nicht genügte, im Quarz zunächst durch trübe Bänder von Hohlräumen und Flüssigkeitseinschlüssen, im Feldspath durch optische Anomalien und stärkere Sericitbildung bemerklich. Im weiteren Verlaufe erscheinen sie in der Grundmasse als Adern mit wasserhellen Neubildungen. An der Grenze der Porphyrygerölle haben sich in Berührung mit andern Geröllen vielfach flaserige Reibungs-breccien und Sericitschiefer entwickelt, die mit dem festen Porphyrykern durch Porphyrschiefer verbunden sind. Unter den Porphyrygeröllen mit mikrofelsitischer und glasiger Grundmasse werden unterschieden einsprenglingsarme und -reiche Varietäten. In beiden kommt neben mikrofelsitischer, granophyrischer und glasiger, z. Th. schön fluidal struirter Grundmasse auch mikrogranitische vor, zuweilen alle in schlieriger Verflechtung. In den einsprenglingsärmeren Varietäten tritt zuerst Feldspath, dann erst Quarz zurück, in den zersetzten Gesteinen stellt sich namentlich Sericit ein.

Im Ganzen treten demnach unter den Geröllen des Verrucano dieselben Porphyry-Varietäten auf, wie sie C. SCHMIDT anstehend von der Windgälle beschrieben hat, an letzterer fehlen nur die einsprenglingsarmen Mikrogranite und die einsprenglingsreichen Felsophyre.

Die anstehenden Quarzporphyre des Nordflügels der Glarner Doppelfalte finden sich in den Glarner Freibergen; sie sind dem Verrucano concordant eingelagert und liegen geodätisch unter den Melaphyren. Ihr Aussehen ist etwas gneissähnlich, namentlich auf dem Hauptbruch, wo in flaserig-schieferiger Grundmasse Feldspathe, vereinzelte Biotitblättchen, Quarzkörner und dunkelgrüne chloritische Tupfen erscheinen. Die Einsprenglinge haben alle Merkmale der Porphyrygemengtheile, zugleich Druckspuren. Die Grundmasse, die übrigens noch eine zweite Quarz- und Feldspath-Generation enthält, besteht aus drei Theilen: durch Zerfall glasiger und mikrofelsitischer Massen kryptokrystallin gewordene Theile, ferner von der Zertrümmerung der Einsprenglinge herrührende Bruchstücke und endlich Neubildungen. Unter den letzteren fehlt Feldspath, dagegen ist Sericit so häufig, dass manche Gesteine geradezu in Sericitschiefer ausarten.

Die dynamometamorphen Änderungen der Quarzporphyre verlaufen nach zwei Richtungen: die eine führt durch Zertrümmerung der Einsprenglinge zu ebenschieferigen Gesteinen, in denen die Bruchstücke von

Neubildungen nicht mehr zu unterscheiden sind; die andere führt durch Neubildung von Sericit unter Erhaltung der Einsprenglinge zu faserigen, gneissähnlichen Massen. Gesteine beiderlei Art finden sich im Gebiet des Südflügels der Glarner Doppelfalte an der Oberalpstrasse zwischen Tavanasa und Ruiz. Die ersteren sind dort dem Verrucano concordant eingelagert und gleichen im Habitus den Schweizer Felsitschiefern. Die Zahl der Einsprenglinge ist nur gering, die Grundmasse frei von mikro- und kryptokrystallinen Gebilden, sie besteht vielmehr, von Bruchstücken der Einsprenglinge abgesehen, wohl hauptsächlich aus Quarz und Sericit. Wo letzterer sich faserig zwischen den Körnern durchdrängt und demnach jünger als diese ist, hält Verf. die Körner für Bruchstücke von Einsprenglingen; wo aber der Sericit in zahlreichen Blättchen mit den Körnern ein panidiomorphes Gemenge bildet, sollen letztere Neubildungen der Grundmasse sein. Von sonstigen Neubildungen sind zu erwähnen: Epidot, Carbonat und durch besondere Klarheit ausgezeichnete Fortwachsungen um die Feldspathe, z. Th. Orthoklas. Die faserig veränderten Gesteine der zweiten Reihe kommen seltener vor. Die Quarzeinsprenglinge erscheinen in ihnen lang ausgezogen, die Feldspathe haben ihre Form besser bewahrt, zeigen aber „verschleierte“ und deutlich secundäre Zwillingsbildung, ihr Mengenverhältniss zur Grundmasse ist dasselbe wie in den massigen Gesteinen. Die Grundmasse besteht ganz aus Neubildungen; Chloritblättchen und faserige Sericitstreifen umgeben ein feinkörniges, unbestimmbares Aggregat, das sich namentlich in den todten Räumen hinter den Einsprenglingen anhäuft. Durch Zertrümmerung der Einsprenglinge entstehen Übergänge in die erste Reihe und die grosse Gruppe der Sericitschiefer, aus der vorläufig nur vereinzelte Glieder in besonders günstigen Fällen ihre Entstehung aus Eruptiv- oder Sediment-Gesteinen mit Sicherheit nachweisen lassen.

O. Mügge.

---

**Aug. Jaccard:** Étude sur les Massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Drance. (Bull. serv. de la Carte géol. de la France etc. No. 26. t. III. 1891—92. 44.)

In dem bezeichneten Gebiete werden sechs kleine Massive unterschieden; ihr durch viele Profile erläuteter Bau lässt sich auszüglich nicht charakterisiren. Es sei daher nur bemerkt, dass ausser recenten und glacialen Bildungen folgende Formationen vertreten sind. Tertiär: Miocäne Molasse, eocäne Sandsteine, Flysch; es fehlt die Nummulitenfacies. Kreide: Senon und Neocom. Jura: Malm als Kalk von La Vernez und die merkwürdige Brèche du Chablais, Tithon (?), vom Oxford die Schichten mit *Ammonites tortisulcatus*; Dogger; oberer, mittlerer, unterer Lias und Infra-Lias. Trias: Dolomite, Gypse und Quarzite. Kohlensandstein von Tanninges. Von Eruptivmassen hatte Favre ein Serpentinmassiv von mehreren Kilometern Länge angegeben, indessen sind nur wenig ausgedehnte Massen von Granulit, Augit- und Hornblende-Porphyr und Gabbro an fünf Stellen des Plateau des Gets vorhanden.

O. Mügge.

**J. Macpherson:** Contributions à l'étude des mouvements moléculaires dans les roches solides. (Bull. soc. Belge de géol. etc. t. IV. 266—276. Taf. IX—X. 1890.)

Die Schiefer von Rivadeo, Provinz Lugo, Galizien, enthalten an manchen Stellen so zahlreiche Trümmer von Quarz und Feldspath, wahrscheinlich aus den alten krystallinen Gesteinen stammend, auf welchen sie ruhen, dass sie in Arkosen und Conglomerate übergehen. Es zeigt sich nun, dass sie an solchen Stellen gleichzeitig erheblich krystalliner werden, archaischen Schiefern ähneln. Verf. nimmt daher eine durch Druck bedingte Wechselwirkung zwischen ihren Quarz-Feldspath-Einsprenglingen und der phyllitischen Grundmasse an, die z. Th. zu ähnlichen Erscheinungen führe, wie die Einwirkung schmelzflüssiger Magmen auf ihre Einsprenglinge.

So werden die Feldspathe verdrängt durch phyllitische und chloritische Massen, die einheitlichen Quarze werden von Quarz-Mosaik umrändert und, je mehr zwischen den Körnern des letzteren Muscovit sich ansiedelt, um so mehr verschwinden gleichzeitig die Rutileinschlüsse des ursprünglichen Quarzes. Der den Feldspath verdrängende Sericit zeigt Neigung am Rande des Feldspathes zu grösseren und dunkleren biotitähnlichen Individuen zu verschmelzen. Mit diesen Veränderungen der Quarz- und Feldspatheinsprenglinge geht eine Umwandlung der phyllitischen Grundmasse in ein Gemenge von granulitischem Quarz und Biotit Hand in Hand; diese metamorphe Grundmasse siedelt sich dann gern auf Sprüngen an, welche die Einsprenglinge in der Richtung des Druckes durchsetzen. Alle diese Veränderungen gehen nur in denjenigen Lagen vor sich, welche „chemisch wirksame Elemente“ [soll wohl heissen: Gemengtheile, welche nach ihrer Form gegen Druck, nach ihrer Zusammensetzung gegen chemische Angriffe besonders empfindlich sind. Ref.] enthalten, nicht in den davon freien Zwischenlagen, die doch demselben Druck ausgesetzt waren. [So gut wie die Einsprenglinge können nach Ansicht des Ref. aber auch feinere Gemengtheile in dieselben Lagen eingeschwemmt sein und deren stärkere Metamorphose veranlasst haben.] Verf. kommt daher zum Schlusse, dass moleculare Bewegungen auch in Gesteinen vor sich gehen können, die, wenn auch nicht absolut starr, doch weit entfernt sind, ihren Bestandtheilen eine ähnliche Beweglichkeit wie die geschmolzenen Magmen zu gestatten.

O. Mügge.

---

**Otto Nordenskjöld:** Zur Kenntniss der sog. Hälleflinten des nordöstlichen Smålands. Vorläufige Mittheilung. (Bull. of the Geol. Institution of the University of Upsala. 1. 76—81. 1893.)

In dem grossen Granitmassive des südöstlichen Schwedens werden mehrere in OSO.-Richtung sich erstreckende Gebiete von Gesteinen eingenommen, die als Hälleflinta bezeichnet worden sind, obwohl sie mit den sedimentären sog. Hälleflinten der erzführenden Formation des mittleren Schwedens nicht identisch sind; es fehlen ihnen z. B. sowohl Erze als

Kalksteine. Das Gestein ist gewöhnlich völlig massig, nur ausnahmsweise ist eine Schieferung zu bemerken; stärkere Spuren einer Deformation, die mit Sicherheit auf Faltung oder Gebirgsdruck zurückzuführen sein würde, sind ziemlich selten. Es ist von rother oder grauschwarzer Farbe und durch ausgeschiedenen Plagioklas und Orthoklas, seltener durch Quarz porphyrisch. Der Verf. unterscheidet folgende Typen: mikrogranitischer Quarzporphyr (Hamphorfvatypus), quarzfreier Porphyr (Nymålatypus), Glimmerporphyrit (Lönnebergatypus), Augitporphyritische Gesteine. Die eruptive Entstehung dieser Gesteine ergibt sich aus dem Auftreten von Fluidalstructur, Perlitstructur, eutaxitischer Structur, granosphärischer Kugelstructur und Rhyolithstructur. **Th. Liebisch.**

---

**Ed. O. Hovey:** Observations on some of the Trap Ridges of the East-Haven-Branford Region, with a map. (Amer. Journ. of Sc. 38. 361—383. 1889.)

Östlich von New Haven, Conn., erstrecken sich durch das Trias-Sandstein-Gebiet in nordöstlicher Richtung zahlreiche Trappücken, von denen Pond Rock der bedeutendste ist. Die sie bildenden Gesteine sind meist sehr stark zersetzte, z. Th. mandelsteinartig ausgebildete Diabase, welche die Sandsteine bald gangförmig durchsetzen, bald als Lager denselben eingeschaltet sind; in ihrer Nähe zeigen die Sandsteine zuweilen Contactwirkungen in Form von Frittung u. s. w. Alter und Bildungsweise dieser Trappmassen, deren Verbreitung die beigegefügte Kartenskizze veranschaulicht, gaben bisher zu mehrfachen Untersuchungen und Discussionen von Seiten H. D. ROGER'S und DAVIS' Veranlassung. In Bezug auf das Alter einer Anzahl von denselben, insbesondere von Pond Rock, stimmt Verf. mit DAVIS überein, insofern als er sie für älter hielt als die jüngsten Schichten des Sandsteincomplexes; die Mehrzahl jedoch glaubt er für jünger und zwar für echte Intrusivgänge ansprechen zu müssen.

**H. Lenk.**

---

**U. Sh. Grant:** Note on Quartz-Bearing Gabbro in Maryland. (Johns Hopkins University Circulars. No. 103. February 1893. 4.)

Während der normale Typus des Gabbro von Baltimore ein Hypersthen-Gabbro oder Hyperit ist, finden sich am Mt. Hope bei Baltimore lose Blöcke eines Quarz-Norit, die aus Plagioklas (Bytownit), Quarz, Hypersthen, Magnetit, Apatit und secundärer Hornblende bestehen. **Th. Liebisch.**

---

**Er. Haworth:** The Age and Origin of the Crystalline Rocks of Missouri. (Geol. Survey of Missouri. Bull. No. 5. 9—48. Taf. I—IV. 1891.)

Die krystallinen Gesteine von Missouri sind vorsilurisch (Untersilur überlagert sie und enthält Einschlüsse von ihnen). Sie sind bisher als

metamorph beschrieben, Verf. zeigt indessen, dass sie nicht geschichtet sind, auch keine Übergänge in Sedimente bilden, dagegen makroskopisch wie mikroskopisch deutliche Fluidalstructur haben, zuweilen Lithophysen enthalten, auch schlackig ausgebildet sind; dass die Structur ihrer Grundmasse bald mikrofelsitisch, bald sphaerolithisch, glasig etc. ist. Kurz, es kann kein Zweifel sein, dass hier Quarzporphyre vorliegen, die von Breccien und Tuffen begleitet werden. **O. Mügge.**

---

**G. E. Ladd:** Notes on the Clays and Building Stones of certain Western Central Counties tributary to Kansas City. (Geol. Survey of Missouri. Bull. No. 5. 43—86. Taf. V. 1891.)

Die Aufzählung und Beschreibung der Lager von Thonen, Bausteinen und Kohle ist wesentlich von technischem Interesse. **O. Mügge.**

---

**N. H. Darton:** The Relations of the Traps of the Newark System in the New Jersey Region. (Bull. U. S. Geol. Survey. No. 67. 82. 6 Taf. 1890.)

Die Trapps des genannten Gebietes sind z. Th. effusiv, z. Th. intrusiv und zwar letztere meist Lagergänge. Als Typus der effusiven können diejenigen der Watchung mountains gelten. Sie bilden drei den Newark-Schichten concordante Lager, die entsprechend dem synklinalen oder langgestreckt muldenförmigen Bau der Gegend auf der Karte als drei langgestreckte (unvollständige) concentrische Ellipsen erscheinen und topographisch als drei schroff nach aussen, sanft nach innen abfallende Rücken von 300—400' sich abheben. Die drei Lager sind, senkrecht zu den Schichten gemessen, bei 1300—1700' Mächtigkeit etwa 1200—2700' von einander entfernt. Die extrusive Natur verräth sich durch schlackige Oberfläche, Breccienstructur am Contact und Tuffe, die allerdings nur selten und wenig mächtig sind. Das zweite Lager zeigt an einigen Stellen durch Bänke von Mandelstein und verwitterte Oberflächen, dass es aus mehreren Ergüssen gebildet ist. Die liegenden Sedimente sind gar nicht oder nur wenig metamorphosirt. Verf. glaubt, dass hier ähnliche Spaltenergüsse vorliegen wie die aus den westlichen Staaten beschriebenen. Ein sehr typisches Beispiel der intrusiven Trapps liefert der schmale Berg Rücken, der, bei Staten Island beginnend, den Hudson 30 miles hinauf begleitet und dann nach Westen umbiegt. Er fällt nach dem Hudson zu als eine wahre Säulenmauer von 300—400' Höhe ab, ist daher Palissaden-Trapp genannt. Der Lagergang ist durch Eisenbahntunnel gut aufgeschlossen, dabei sind ein die Schichten quer durchsetzender Zufuhr canal und mehrere Apophysen in die Nebengesteine beobachtet, ebenso Verwerfungen. Nur an zwei Stellen erreichte der Gang die Oberfläche und ist dort blasig entwickelt. Die Sedimente sind im Contact oft erheblich metamorphosirt, namentlich härter und dunkler geworden, der Diabas wird

an manchen Stellen feinkörniger und zeigt bankige Absonderung statt der sonst im Allgemeinen säulenförmigen. Das Alter der Trapps ist bisher nicht näher anzugeben; der Palissaden- und Watchung-Trapp liegen an der Basis der Newark-Schichten über den die krystallinen Gesteine bedeckenden Arkosen; an anderen Stellen erscheinen Lager 10000' über dem Trenton-Gneiss, vielleicht aber nur in Folge einer Verwerfung.

O. Mügge.

J. S. Diller: A Late Volcanic Eruption in Northern California and its peculiar Lava. (Bull. U. S. Geol. Survey. No. 79. 1891. 33. XVII Taf.)

Aus dieser mit schönen Abbildungen, Karten und Profilen ausgestatteten Abhandlung möge zur Ergänzung des früher Berichteten (dies. Jahrb. 1890. I. - 430 -) noch Folgendes mitgetheilt werden. Seit der Eruption der älteren Lava und ihrer Asche scheinen mindestens 200 Jahre verflossen zu sein, seit der Eruption der jüngeren wohl mindestens 50 Jahre. Beweise sind namentlich Bäume von 200 Jahren auf der älteren Asche, solche von 50 auf der jüngeren Lava. Das Lavafeld erscheint übrigens so frisch, dass vorgeschlagen ist, in den hohlen Baumstümpfen nach Asche zu suchen. Der Krater und sein Lavafeld sind nach den Abbildungen wahre Modelle vulcanischer Gebilde. Hinsichtlich der Zusammensetzung der Lava ist nachzutragen, dass der Pyroxen zumeist Hypersthen ist, monokliner Augit ist seltener; eingesprengt sind ausserdem Quarz, Feldspath und Olivin; eine zweite Generation von Feldspath erscheint mit Augit und globulitischem Glas in der Grundmasse. Der Quarz hat nur selten noch gerundete Krystallumrisse, meist ist er stark angeschmolzen; nahe der Oberfläche der Lava, nicht in ihrem Innern, ist er meist in Folge schneller Abkühlung zersprungen. Die Lava enthält öfter einschlussartige Massen hellen Bimsteins, ähnlich dem, welcher die Quarze umgiebt und meist auch mit Resten von Quarz und Feldspath; sie haben die unter I angeführte Zusammensetzung. — Ausser den früher erwähnten haben sich jetzt noch einige andere Vorkommen von Quarzbasalt in der Gegend des Lassen Peak gefunden; ihre weitere Verbreitung ist ausserdem durch DUTTON in der Gegend des Grand Cannon und Mt. Taylor (New Mexico), GILBERT in Utah, IDDINGS (dies. Jahrb. 1891. I. - 274 -) in Nord-Mexico nachgewiesen worden. DILLER fand Quarzbasalt ausserdem in der Gegend von Mytilene nw. Smyrna, und in der Nähe von Troas; ferner glaubt er, dass manche der als Einschlüsse betrachteten Quarze in den Basalten des niederrheinischen Vulcangebietes, des Vogelsgebirges, des Eulengebirges, von Striegau, aus der Auvergne und von Detunata in Siebenbürgen (hier in Krystallen) wahre Ausscheidungen sein mögen. Die Analysen II und III von der Lava, IV von einer Bombe, V von Lapilli und VI von vulcanischem Sand (alle vom Cinder Cone) stimmen gut mit der früher mitgetheilten überein. VII und VIII sind vom Quarzbasalt des Silver Lake, Cal., und vom Nordfuss des Lassen Peak; IX von Mytilene (mit 2,32 CO<sub>2</sub> und 1,43 Wasserverlust bis Rothgluth).

|                                | I.           | II.          | III.  | IV.   | V.    | VI.          | VII.         | VIII.             | IX.               |
|--------------------------------|--------------|--------------|-------|-------|-------|--------------|--------------|-------------------|-------------------|
| Si O <sub>2</sub>              | 79,49        | 56,18        | 54,56 | 56,70 | 56,53 | 55,93        | 57,59        | 56,51             | 56,58             |
| Ti O <sub>2</sub>              | } 11,60      | } 16,59      | 0,53  | 0,65  | 0,54  | } 17,34      | } 16,49      | 0,48              | 0,77              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |              |              | 16,04 | 15,75 | 17,50 |              |              | 18,10             | 14,88             |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | —            | —            | Sp.   | Sp.   | Sp.   | —            | —            | Sp. ?             | Sp. ?             |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,33         | 1,51         | 0,95  | 1,29  | 1,35  | 1,50         | 1,22         | 4,26              | 2,31              |
| Fe O                           | 0,49         | 5,51         | 6,07  | 5,32  | 5,03  | 5,20         | 4,89         | 2,68              | 3,04              |
| Mn O                           | —            | —            | 0,17  | 0,19  | 0,12  | —            | —            | 0,11              | 0,16              |
| Ca O                           | } 1,64       | } 7,64       | 8,89  | 7,67  | 8,07  | 8,04         | } 7,40       | 8,15              | 8,69              |
| Sr O                           |              |              | Sp.   | Sp.   | Sp. ? | —            |              | 0,04              | —                 |
| Ba O                           |              |              | 0,03  | 0,03  | Sp.   | ?            |              | 0,04              | 0,07              |
| Mg O                           | 0,09         | 7,26         | 8,71  | 7,16  | 5,94  | 7,29         | 7,72         | 4,52              | 3,76              |
| K <sub>2</sub> O               | 1,52         | 1,47         | 1,18  | 1,56  | 1,55  | 1,35         | 0,99         | 1,15              | 2,18              |
| Na <sub>2</sub> O              | } 4,04       | } 3,58       | 3,05  | 3,36  | 3,51  | 3,32         | } 3,62       | 3,23              | 3,36              |
| Li <sub>2</sub> O              |              |              | Sp.   | Sp.   | Sp.   | ?            |              | 2,32 <sup>2</sup> | 2,32 <sup>2</sup> |
| H <sub>2</sub> O               | 0,68         | 0,42         | 0,28  | 0,30  | 0,27  | 0,26         | 0,86         | 0,69              | 2,12              |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | <sup>1</sup> | <sup>1</sup> | 0,18  | 0,20  | 0,15  | <sup>1</sup> | <sup>1</sup> | 0,14              | 0,15              |

Sa. 99,88 100,16 100,64 100,18 100,56 100,23 100,78 100,10 100,39

<sup>1</sup> mit Thonerde bestimmt. <sup>2</sup> ist CO<sub>2</sub>.

O. Mügge.

**J. Francis Williams:** The Igneous Rocks of Arkansas. (Ann. rep. geol. Survey of Arkansas for 1890. Vol. II. XV. 457. Mit 22 Taf., 5 geol. Karten und dem Bildniss des Verf. Little Rock 1891.)

Dieser Band ist fast ausschliesslich den Eläolith-Syeniten (E. S.) von Arkansas und ihren Ganggesteinen gewidmet; durch ihre ausgezeichnete Beschreibung hat sich ihr leider so früh verstorbener Verf. ein rühmliches Denkmal gesetzt.

Eläolith-Gesteine treten in Arkansas in vier Gebieten in grösseren Massen auf; nämlich in den Fourche Mountains (Pulaski County), in der Saline County, der Gegend von Magnet Cove und von Potash Sulphur Springs; sie bedecken im Ganzen nur etwa 3500 ha. Neben den grösseren Massen sind innerhalb wie ausserhalb dieser vier Gebiete noch unzählige Gänge vorhanden, welche die palaeozoischen und cretaceischen Schichten von Arkansas durchbrochen haben; sie entstammen anscheinend demselben Magma wie die grösseren Massen. Entsprechende effusive Gesteine sind nicht bekannt.

I. In den Fourche Mountains treten folgende Gesteine auf:

1) Pulaskit (sog. blauer Granit), hypidiomorphkörnige bis granitporphyrische Gemenge von natronreichem, optisch sanidinartigem Orthoklas, Hornblende mit grosser Auslöschungsschiefe (Barkevikit und z. Th. Ainigmatit), diopsidartigem Augit (öfter mit Aegirinshülle), Biotit, Eläolith, Sodalith (selten), Titanit, Apatit etc. Quarz und Plagioklase fehlen, die basischen Gemengtheile vertreten sich gegenseitig, meist überwiegt Biotit und namentlich Hornblende. Der Eläolith ist, wenn auch nach seiner Menge kein

wesentlicher, so doch jedenfalls ein charakteristisch-accessorischer Gemengtheil; er ist niemals krystallographisch begrenzt, vielfach zu Analcim zerlegt. Seltene Mineralien, wie Zirkon etc., fehlen durchaus, zuweilen kommt aber etwas Magnetit und Flussspath vor. Hier und da erscheinen auch grobkörnige Adern, welche wesentlich aus Feldspath und Aegirin mit Eisen- und Mangan-Oxyden in ihren Zwischenräumen bestehen; es sind Ausscheidungen, nicht Intrusionen. Im Ganzen ähnelt der Pulaskit, der die Hauptmasse der krystallinen Gesteine der Fourche Mountains ausmacht, sehr dem Laurvikit, auch chemisch (Analyse I), gehört aber nach seiner Structur, welche durch die grossen nach (010) tafeligen Feldspathe sogar etwas porphyrisch wird und nach seinem Auftreten zu den intrusiven Gängen.

2) Eläolith-Syenit (sog. grauer Granit). Hier ist Eläolith wesentlicher Gemengtheil. Die bis 75 mm grossen Feldspathe mit 5,36 Natron gegenüber 8,51 Kali ähneln BRÖGGER's Mikroklin-Perthit und zeigen Absonderung nach (80I) (ca.). Von basischen Gemengtheilen kommen vor: Biotit wie vorher, aber in grösseren Krystallen, Diopsid mit breiterem Aegirinmantel und selbständiger Aegirin; Hornblende fehlt. Die Structur ist hypidiomorphkörnig, vielfach miarolithisch mit Zeolithen in den kleinen Hohlräumen. Die Analyse II zeigt, dass das Gestein erheblich saurer ist, als BRÖGGER's Laurdalit, dem es sonst wohl ähnelt.

3) Gänge von Eläolith-Syenit erscheinen bei hypidiomorphkörniger Structur etwas porphyrisch und trachytisch durch grosse tafelige Feldspathe, haben aber dieselben Gemengtheile wie vorher. Chemisch (Analyse III) stehen sie BRÖGGER's Quarz-Syeniten (Nordmarkit) nahe, sind ihnen auch makroskopisch aber nicht mikroskopisch sehr ähnlich. Die miarolithischen Gänge bestehen z. Th. aus E. S., der in schmalen Adern und Spalten in den noch heissen Pulaskit und vorgewärmte Sedimente wahrscheinlich eingepresst wurde und daher im ersten Falle grobkörniger als im zweiten ist. Sie sind durchaus grobkristallin, panidiomorphkörnig, zugleich hochgradig miarolithisch. Gemengtheile sind mikropertthitische Feldspathe von 10—20 mm Grösse, Biotit, arfvedsonitartige Hornblende und Eläolith. Ein anderer Theil der Gänge besteht aus grob- und feinkörnigen Quarz-Syeniten mit mikropertthitischem Orthoklas, Labradorit, Aegirin und Quarz, letzterer nicht sicher unterscheidbar von miarolithischen, z. Th. Trapezflächen tragenden und z. Th. pseudomorphen Quarzen. Der grössere Kieselsäuregehalt dieser Gesteine (Analyse IV) mag vielleicht von eingeschmolzenem Sediment herrühren; auffallend und nicht näher erklärbar erscheinen die 5% Mangan, welche anscheinend Thonerde ersetzen.

4) Porphyrische Grenzgesteine (Tinguáite), porphyrisch durch sparsame Krystalle von sanidinartigem Orthoklas, sulfatfreiem Sodalith, Nephelin; mikroporphyrisch sind Aegirin umwachsen von Arfvedsonit, und, seltener, Biotit, dann fast stets begleitet von Flussspath und Apatit. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus kurzen Nephelinprismen, umgrenzt von akmit- und arfvedsonitartigen Nadelchen, dazwischen eine dritte Generation, anscheinend wesentlich von Nephelin. Das Gestein erscheint sehr phonolithähnlich, zumal öfter die Structur deutlich fluidal ist.

5) Unter den basischen begleitenden Gang-Gesteinen ist eine neue Gruppe als Fourchite bezeichnet. Es sind das olivinfreie Monchiquite, welche zu  $\frac{3}{4}$  aus grossen Krystallen bräunlichen Augites bestehen, eingebettet in eine zersetzte, an Eisenhydraten und Leukoxen reiche Grundmasse (Analyse V). Eine andere neue Gruppe: Amphibol-Ouachitit entspricht olivinfreien Biotit-Amphibol-Monchiquiten; zu den Augit-Einsprenglingen gesellen sich hier noch solche von brauner Hornblende und Biotit, die Grundmasse enthält neben ihnen auch Magnetit und wahrscheinlich auch Feldspath als Untergrund. Eigentliche Monchiquite scheinen auch vorhanden, ihr Olivin ist aber ganz zersetzt.

6) Metamorphe Sedimente finden sich nur selten und nur an den grösseren Syenitmassen;  $\frac{1}{2}$ ' vom Contact pflegt keine Spur von Metamorphose mehr vorhanden zu sein, vielfach fehlt diese aber ganz. Die Neubildungen in den z. Th. schwarzen hornfelsartigen Contactgesteinen sind namentlich Feldspath, Biotit, ein ägirinähnliches Mineral, Magnetit etc. Krystalle von Aegirin und Feldspath finden sich zuweilen in den Sedimenten auch noch in einiger Entfernung von den massigen Gesteinen.

Unter den massigen Gesteinen von Fourche Mountain sind die ältesten Eläolith-Syenit und Pulaskit und die zu ihnen gehörigen Ganggesteine Ihre Structurdifferenzen erklären sich wahrscheinlich durch ungleich rasche Abkühlung, z. Th. unter Sedimentbedeckung, z. Th. in offenen, z. Th. in vorgewärmten Spalten. Ihnen folgten Intrusionen der basischen Ganggesteine, dann, noch ehe die ersten völlig abgekühlt waren, die pegmatitischen und miarolithischen Gänge von Syenit-Material, alle vermuthlich zwischen Kreide und Tertiär entstanden. Tuffe, Asche etc. fehlen, dagegen finden sich in den tertiären Sandsteinen Bauxitlager, die wohl mit den Syeniten zusammenhängen mögen, allerdings schwerlich, wie die Kaolinlager am Fourche Mountain, aus Syenit in situ hervorgegangen sind.

II. Saline County. Die massigen Gesteine sind hier umgeben von tertiären Sedimenten, nur an einigen Stellen erscheinen palaeozoische, fast überall metamorphe Schichten mit Adern der massigen Gesteine. Die körnigen Gesteine sind z. Th. (Analyse VI) ganz ähnlich den Eläolith-Syeniten von den Fourche Mountains; andere, makroskopisch davon kaum zu unterscheiden, enthalten statt Orthoklas vorwiegend Albit, daneben Eläolith und als basischen Gemengtheil nur Aegirin (Analyse VII).

Porphyrische, pulaskitartige Gesteine sind selten; sie enthalten zwar keinen Eläolith, aber eine arfvedsonitartige Hornblende, und zwar zuweilen im Gemenge mit Orthoklas in leucitähnlichen Pseudomorphosen. Syenitische Ganggesteine erscheinen wie vorher z. Th. pegmatitisch, z. Th. porphyrisch, daneben auch Aegirin-Tinguait als porphyrische Grenzfacies.

Die basischen Ganggesteine sind Monchiquite, allerdings meist mit zersetztem Olivin. Es kommen sowohl solche mit wie ohne Hornblende vor, letztere nähern sich durch das Fehlen der hellen Silicate und durch die dunkle Glasmasse zwischen den Augiten und Olivinen zweiter Generation sehr den Pikriten. Die einzelnen Gänge zeigen manches Eigenthümliche.

Der Contact zwischen Sedimenten und massigen Gesteinen ist hier überall verdeckt; eingeschlossene Sandsteine scheinen fast überall unverändert. Die metamorphen Sedimente sind z. Th. schwer von Ganggesteinen zu unterscheiden, sie führen an einer Stelle Astrophyllit und Aegirin, an einer anderen Biotit- und Hornblende-Krystalle in einer hellen, fast nur aus Feldspath-Mosaik und einem leukoxenartigen Mineral bestehenden Grundmasse. Die Altersfolge der Gesteine ist: syenitische Gesteine, miarolithische Gänge, Intrusion der porphyrischen Syenite, schliesslich die Monchiquite. Alle sind älter als das umgebende Tertiär, dessen Bauxit-Ablagerungen auch hier mit den syenitischen Gesteinen zusammenhängen.

III. Magnet Cove. Das Gebiet dieses allgemein bekannten Namens ist das interessanteste von allen. Es liegt 12 miles östl. Hot Springs am nördlichen Ufer des Ouachitaflusses. Der Cove ist ein kesselähnliches Thal mit elliptischer Basis von ca.  $4\frac{1}{2} : 3$  km; seine 200—300' hohen Wände werden im NO. und SW. vom Cove Creek durchbrochen, in seiner Mitte erhebt sich ein etwa 50' hoher Tuffhügel, er scheint, wie eine etwas westlich liegende Masse, durch heisse Quellen entstanden. Das Kesselthal selbst besteht z. Th., seine Umwallung fast überall aus Leucit- und Nephelinsyenitischen Gesteinen und meist hochgradig metamorphen Sedimenten, die wie diejenigen der näheren Umgebung des Cove zumeist dem Unter-carbon (?), z. Th. dem Untersilur (Novaculit) angehören, und nur in den tieferen Theilen von Pleistocän bedeckt sind. Der Sandstein und Schiefer dieser Sedimente macht sich gegenüber dem syenitischen Untergrund auch in der Vegetation bemerklich: auf ersterem herrscht Nadel-, auf letzterem Laubholz. — Schon etwa 1 km östlich von Magnet Cove wird die Declination der Magnetnadel, welche hier nach dem allgemeinen Verlauf der Isogonen etwa  $8^{\circ}$  O. sein müsste gleich  $0^{\circ}$ , sinkt in der Nähe zweier Magnet Eisen-Lagerstätten im Osten und im Norden auf  $14^{\circ}$  und  $22^{\circ}$  W., und nahe einer Ablagerung von Magnet eisensand am Westrande sogar auf  $44^{\circ}$  W.

Die massigen Gesteine von Magnet Cove sind z. Th. Eläolith-, z. Th. Leucit-Gesteine, ausserdem basische Begleitmassen.

1) Eläolith-Syenite in drei Typen. a. E.-Glimmer-S. (Cove-Typus), zumeist hypidiomorph-grobkörnige Gemenge von Eläolith, Granat, Diopsid, Biotit (Tafeln bis 1' Breite und 4" Dicke), grosse Mengen von Apatit, Magnetit, Titanit, Titaneisen, sehr wenig Feldspath. Der Granat erscheint in zwei Generationen, einmal, älter als Diopsid und Eläolith, in Krystallen mit zonarer Structur in Folge wechselnden Fe- und Ti-Gehaltes, dann jünger ohne Krystallform und Zonarstructur, ebenfalls wahrscheinlich Ti-reich. Ausserdem kommt auch echter Schorlomit in rundlichen Aggregaten mit Biotit, Magnetit etc. vor. Er scheint z. Th. mit Granat wechselt zu sein. Das Magnet Eisen ist sehr ungleich vertheilt; besonders reichlich stellt es sich in einem Theile des centralen Syenites am „Lode-stone bed“ ein; es ist meist polarmagnetisch. — Zersetzungsproducte sind Thomsonit (Ozarkit), Protovermiculit, Cancrinit, Kalkspath. Analyse VIII giebt die Zusammensetzung eines helleren, Analyse IX die eines dunkleren,

erreichen Gesteins. b. E.-Granat-S. (Ridge-Typus). Dunkle, schwere Gesteine mit fettglänzenden Bruchflächen in Folge des hohen Eläolith- und Melanit-Gehaltes. Basische Gemengtheile sind ausserdem Diopsid und wenig Biotit, ihr Verhältniss zu Eläolith schwankt in weiten Grenzen, Orthoklas fehlt. Die Structur ist stets hypidiomorph-körnig, bald sehr grob, bald sehr fein. c. Miärolithische E. S. scheinen auch in grösseren Massen vorhanden zu sein, konnten aber wegen vorgeschrittener Zersetzung nicht näher studirt werden.

2) Eläolith-Syenit-Ganggesteine: a. Diamond-Joe-Typus. Holokrystalline, hypidiomorph-körnige, etwas trachytähnliche Gemenge von überwiegendem Orthoklas (Sanidin) und Nephelin in Krystallen, Cancrinit die Lücken zwischen ihnen füllend; daneben Aegirin, zuweilen mit Diopsid und Biotit, keine Hornblende. Nebengemengtheile sind Sodolith, Titanit, Magnetit, Eisenkies; Zersetzungsproducte Aegirin, Cancrinit (wahrscheinlich auch Ranit), Flussspath, Kalkspath, Eisenglanz, Leukoxen, Kaolin etc. Apatit fehlt. (Analyse X). b. Eläolith-Eudialyt-Syenit. Es sind das pegmatitische Bildungen, deren hypidiomorph-körnige Structur nur bei feinerem Korn noch zu erkennen ist. Die grobkörnigen enthalten grosse Krystalle von Mikroklin, Aegirin (Krystalle bis 1' Länge und  $\frac{5}{4}$ " Dicke mit schönen Endflächen, Auslöschungsschiefe  $3^\circ$ ,  $a > c$ ), Eläolith, Eudialyt, Astrophyllit, Titanit, Manganopektolith, Thomsonit, Natrolith, Brucit und andere Zersetzungsproducte. Die 3—18 mm grossen Krystalle von Eudialyt sind näher geometrisch und optisch untersucht. Sein Zersetzungsproduct Eukolit erscheint hier z. Th. als Hülle um Eudialyt in derselben Form wie letzterer, ist aber gelblichbraun und optisch negativ. c. Die Eläolith-Syenit-Porphyre entsprechen nach der Analyse XI z. Th. dem Cove- und Ridge-Typus; es sind das durch Nephelin porphyrische Gesteine mit einer Grundmasse aufgebaut aus Nephelin zweiter Generation, Diopsid, Melanit, Biotit, Titanit und wenig Magnetit; ihr Habitus ist sehr wechselnd, jedenfalls fehlen aber Feldspatheinsprenglinge. Ein anderer Theil der Porphyre ist eher als felsitische E. S.-Porphyre zu bezeichnen; die Nephelieinsprenglinge werden zuweilen ganz undeutlich, in der äusserst feinkörnigen Grundmasse ist nur Diopsid noch sicher zu erkennen. Derartige Gesteine sind z. Th. metamorphen Sedimenten sehr ähnlich, gehören aber nach der Analyse (XII) unzweifelhaft zu den massigen Gesteinen. d. Porphyrisch durch Orthoklas sind die Eläolith-Tinguáite; sie bilden schmale Bänder in metamorphen Schieferen. Ihre Grundmasse besteht aus Sanidin, Eläolith, Biotit und Magnetit; Titanmineralien fehlen, wie auch die Analyse (XIII) zeigt.

3) Leucitische Ganggesteine. Diese erscheinen als Syenite und Tinguáite. Die ersteren sind hypidiomorph-körnige Gemenge von Pseudoleucit, Eläolith, Orthoklas und basischen Silicaten mit mehr oder weniger granitischer Structur. Manche Gesteine sind makroskopisch durch die bis 5 cm grossen Pseudoleucite, mikroskopisch durch Nephelin etwas porphyrisch. Die Pseudoleucite bestehen aus tafeligen, oft um eine Kante von 202 fächerartig gruppirten Sanidinen, Nephelin, Aegirin und ihren

Zersetzungsproducten. Die Analyse des in HCl löslichen (XIV) und unlöslichen (XV) Theiles führt wie RAMMELSBERG's Untersuchung der vesuvi-schen Krystalle auf ein Gemenge von etwa 40 % Nephelin und 60 % Sanidin. Sie ähneln sehr den von HUSSAK (dies. Jahrb. 1890. I. p. 166 ff.) beschriebenen, stärker zersetzte mehr denen von Oberwiesenthal. Die Grundmasse dieser Gesteine nähert sich der der letzterwähnten E. S.-Porphyre, enthält aber auch etwas Orthoklas und Aegirin. Chemisch (Analyse XVI) stimmen diese Gesteine fast völlig mit den E. S.-Ganggesteinen vom Diamond Joe-Typus (Analyse X). Beide zeigen auch keine scharfen Grenzen gegen einander, das Leucitgestein ist aber anscheinend etwas früher fest geworden.

Die Leucit-Tinguáite haben eine Grenz- und eine Gangfacies, erstere stimmt z. Th. sehr gut mit den brasilianischen Vorkommen. Sie führt als Einsprenglinge Pseudoleucit, z. Th. auch Nephelin. Die Pseudoleucite unterscheiden sich hier mikroskopisch gar nicht von der Grundmasse, in welcher Eläolith, Sanidin, Aegirin, Diopsid, Biotit und Melanit z. Th. nur unsicher zu bestimmen sind. Die Leucite haben anscheinend schon bei ihrer Bildung Gemengtheile der Grundmasse reichlich eingeschlossen, gegen Ende der Gesteinsverfestigung erfolgte dann eine vollständige Verdrängung ihrer Substanz. Die Gangfacies ist deutlich porphyrisch, oft schon im Handstück mit deutlicher Fluidalstructur. Die Gemengtheile sind dieselben wie vorher, aber fast alle in zwei Generationen vorhanden. Der Pseudoleucit ist stark zersetzt, neben ihm kommen auch Pseudomorphosen nach Sodalith vor. Analyse XVII giebt die Zusammensetzung eines dichten, hornsteinähnlichen Gesteins, Analyse XVIII die eines an Einsprenglingen von Pseudoleucit und Sanidin reichen.

4) Von basischen Gesteinen kommen Fourchite und Ouachitite in zahllosen Gängen vor; Monchiquite anscheinend sehr selten. Das unter XIX analysirte Gestein enthält Einsprenglinge von Olivin (vielfach Zwillinge nach P $\infty$ ), Hornblende und Augit (beide basaltisch), Plagioklas ist nur wenig vorhanden. Die Gemengtheile der Grundmasse sind nicht sicher zu bestimmen, zeigen aber Spuren sphärolithischer Anordnung; vielleicht steckt in der Grundmasse Melilith.

Die metamorphen Sedimente, meist bis zur Unkenntlichkeit ihres Ursprunges veränderte, nahezu kryptokrystalline Knotenhornfelse, sind vom Verf. nicht eingehend studirt; bemerkenswerth ist das massenhafte Vorkommen eines anscheinend neuen rhomboëdrischen Minerals, das nach der Analyse des Contactgesteins ähnlich einem Kalifeldspath zusammengesetzt sein muss. Zu den Contactproducten gehören dann aber vor Allem die weltbekannten Brookite und Rutile, sowie eine Reihe anderer Mineralien. Die Brookite finden sich in einem metamorphen Quarzfels des Untersilur (Novaculit), aufgewachsen auf Bergkrystall und lose im Detritus des Gesteins auf einem Streifen von 1 km Länge. Rutil begleitet ihn vielfach, früher muss er am sog. Perowskit-Hill massenhaft vorgekommen sein. Die sonst im Eruptivgestein selbst vorhandenen Titanoxyde scheinen sich am Contact, vielleicht als Chloride, verflüchtigt und als Oxyde wieder niedergeschlagen zu haben. Die Quarze erreichen 4—5 kg Gewicht,

haben aber nur die gewöhnlichen Formen. Eisenglanz kommt nur spärlich vor, in Tafeln und sog. Rosen, beide wahrscheinlich ilmenitartig. In den metamorphen Kalken findet sich Perowskit und sein Zersetzungsproduct Hydrotitanit, ferner Magnetit (bis 20 mm grosse Krystalle der Form  $O \cdot \infty O \cdot 303$ ), Apatit, Phlogopit, Vesuvian (bis 80 mm grosse, meist sehr reine Krystalle der Form  $P \cdot P \infty \cdot OP \cdot \infty P \cdot \frac{1}{7}P$  und  $\frac{7}{10}P$ ), Monticellit in grossen (neuerdings von GENTH und PIRSSON beschriebenen) Krystallen und Körnern von 1—20 mm Durchmesser; Verf. beobachtete an einem 5 : 2 cm grossen Krystall die Form  $\infty P$  auch gross, klein ausserdem  $P \infty$ .

Die Altersfolge der Gesteine von Magnet Cove ist diese: Die ältesten sind die eläolithischen Tiefengesteine im Innern des Cove, nach aussen umrändert von porphyrischen Varietäten, die auch in einzelnen Spalten in die umgebenden Sedimente eingedrungen sind. Die erhitzten Gesteine klappten beim Abkühlen aus einander und die Sprünge wurden mit Monchiquitgesteinen erfüllt, nicht nur in Magnet Cove, sondern im ganzen mittleren Arkansas. Beiderlei Gesteine wurden wahrscheinlich noch vor Schluss der Kreide durchsetzt von leucit- und eläolith-syenitischen Ganggesteinen, Tinguáiten etc., welche wesentlich die ringförmige Umwallung des Cove ausmachen. Von effusiven Gesteinen fehlt auch hier jede Spur.

IV. Potash Sulphur Springs. Dies Gebiet liegt etwa 6 km stromaufwärts von Magnet Cove, halbwegs Hot Springs, ebenfalls am Nordufer des Ouachita. Die massigen Gesteine bedecken hier nur ungefähr  $\frac{3}{4}$  □ miles. Es sind Eläolith-Sodalith-Syenite ähnlich dem Cove-Typus, aber ärmer an Pyroxen; ferner Eläolith-Granat-Porphyre, Eläolith-Tinguáite (als Grenzfacies und wahrscheinlich auch in Gängen) und augitische Gesteine, vorwiegend monchiquitartige, aber nur mit Spuren von Olivin. — Unter den Gemengtheilen der contactmetamorphen Sedimente tritt namentlich auch Wollastonit auf in der wasserhaltigen Varietät Xonotlit und in einer wasser- und natronhaltigen, für welche die Bezeichnung Natroxonotlit vorgeschlagen wird; seine Zusammensetzung würde der Formel  $5(0,9 Ca + 0,1 Na_2) Si O_3 + H_2O$  entsprechen. An einer Stelle sind als Contactmineralien namentlich Magnetkies und natronreicher Orthoklas in grobkristallinem Kalk gebildet. Die Schwefel- und Alkalimengen dieser Contactproducte stehen vielleicht in Zusammenhang mit dem Alkalisulfatgehalt der Quellen, die gerade hier entspringen. Ihr Gehalt an festen Bestandtheilen ist anscheinend grossen Schwankungen unterworfen; eine Analyse von CLARK ergab 0,067 %, davon etwa 45 %  $Na_2SO_4$ , 39 %  $Na_2CO_3$ , der Rest KCl, NaCl,  $CaCO_3$  und Kieselsäure.

Die ältesten Gesteine sind auch hier die E. S., z. Th. grosse Massen, z. Th. schmale Gänge; als Grenzfacies beider erscheinen hier Tinguáite. Der Kalk, der die Spalten der Sedimente und massigen Gesteine füllte, entstammt heissen Quellen und wurde durch die nachfolgenden monchiquitischen Gänge metamorphosirt.

Ausserhalb der bisher näher besprochenen vier Gebiete erscheinen in Arkansas noch syenitische Ganggesteine (Aegirin-Tinguáite) in der Nähe der

Stadt Hot Springs, basische Gänge ausserdem in einer Entfernung bis zu 65 km von Saline County und Magnet Cove und zwar zu vielen Hunderten. Sie sind von J. F. KEMP näher bearbeitet und das Capitel XIII führt nicht weniger als 280 nach Lage, Mächtigkeit, Streichen und Fallen, Zusammensetzung, Beschaffenheit des Nebengesteins etc. auf. Es ist dies wahrscheinlich aber nur ein kleiner Theil der vorhandenen Gänge. Sie sind meist nur 1—2', manche nur 1" mächtig, stehen meist vertical und sind meist schwer von metamorphen Sedimenten zu unterscheiden. Sie gehören zu den biotit- und augitreichen, fast ganz olivinfreien, von KEMP 1890 eingeführten Ouachititen, welche sich zu den Monchiquiten so verhalten, wie Biotit-Augitite zu den Limburgiten. Ihre Augit-Biotit-Einsprenglinge sind selbst in Gängen von nur wenigen Zoll Breite noch 6 mm gross, der Augit basaltisch, der Biotit nach den Analysen XX und XXI der Gesteine wahrscheinlich z. Th. titanreich, wenigstens ist der Magnetit frei von Titan. Zuweilen wird der Biotit durch Hornblende verdrängt, gelegentliche Gemengtheile sind Titanit, ein sodalithartiges Mineral und Olivin. Die Grundmasse enthält sehr kleine farblose Augit-Mikrolithe in farbloser Glasmasse; diese gelatinirt leicht mit HCl und scheint kalkreich, indessen konnte niemals Melilith, wohl aber Nephelin nachgewiesen werden.

Kurz beschrieben ist noch ein Pikritporphyrit von Pike County. Das Gestein ist jünger als untere Kreide, enthält Einsprenglinge von Olivin und Biotit in einer Grundmasse von farblosen Augitleisten mit Körnern von Perowskit (?) und Magnetit; stellenweise ist auch isotrope Glasmasse vorhanden. Nach BRACKETT hat es die Zusammensetzung XXII.

|  | I.     | II.   | III.   | IV.    | V.                 | VI.                | VII.   |
|--|--------|-------|--------|--------|--------------------|--------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub> . . . .               | 60,03  | 59,70 | 59,23  | 62,96  | 42,03              | 59,62              | 58,74  |
| TiO <sub>2</sub> . . . .               | —      | —     | —      | —      | 3,70               | —                  | —      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . | 20,76  | 18,85 | 19,98  | 13,45  | 13,60              | 18,67              | 20,85  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . | 4,01   | 4,85  | 4,72   | 3,54   | 7,55               | } 5,07             | 4,15   |
| FeO . . . .                            | 0,75   | —     | —      | —      | 6,65               |                    | —      |
| CaO . . . .                            | 2,62   | 1,34  | 2,41   | 1,28   | 14,15              | 1,80               | 0,36   |
| MgO . . . .                            | 0,80   | 0,68  | 1,10   | 0,61   | 6,41               | 0,84               | 0,22   |
| MnO . . . .                            | Sp.    | —     | —      | 5,29   | Sp.                | —                  | —      |
| K <sub>2</sub> O . . . .               | 5,48   | 5,97  | 5,76   | 5,19   | 0,97               | 5,65               | 4,23   |
| Na <sub>2</sub> O . . . .              | 5,96   | 6,29  | 5,47   | 5,46   | 1,83               | 6,95               | 9,72   |
| Glühverlust .                          | 0,59   | 1,88  | 1,38   | 2,77   | 1,08               | 0,80               | 1,82   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .  | 0,07   | —     | —      | —      | 0,57               | —                  | —      |
| Sa.                                    | 101,07 | 99,56 | 100,05 | 100,55 | 99,23 <sup>1</sup> | 99,40 <sup>2</sup> | 100,09 |

<sup>1</sup> incl. 0,56 FeS<sub>2</sub>, 0,05 NaCl, 0,08 SO<sub>3</sub>.

<sup>2</sup> mit Spur Li.

|                                | VIII.             | IX.   | X.                | XI.   | XII.              | XIII. | XIV.  | XV.     |
|--------------------------------|-------------------|-------|-------------------|-------|-------------------|-------|-------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 38,93             | 36,51 | 53,38             | 44,50 | 51,35             | 53,76 | 16,03 | (39,03) |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,62              | 3,11  | —                 | 1,40  | 0,80              | —     | —     | —       |
| X <sup>1</sup>                 |                   | 2,10  | —                 | —     | —                 | —     | —     | —       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,41             | 8,22  | 20,22             | 22,96 | 20,21             | 23,21 | 13,27 | 11,99   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,10              | 8,29  | 1,56              | 6,84  | 4,90              | 1,27  |       |         |
| FeO                            | 4,24              | 3,31  | 1,99              |       | —                 | 3,18  | —     | —       |
| FeS <sub>2</sub>               | 0,89              | 6,03  | 1,77              | —     | 4,01              | —     | —     | —       |
| CaO                            | 16,49             | 18,85 | 3,29              | 8,65  | 5,75              | 2,94  | 0,38  | 0,27    |
| MgO                            | 5,57              | 8,19  | 0,29              | 1,65  | 1,53              | 0,23  | 0,08  | 0,20    |
| MnO                            | Sp.               | Sp.   | Sp.               | —     | —                 | —     | —     | —       |
| K <sub>2</sub> O               | 1,78 <sup>2</sup> | 1,08  | 6,21              | 4,83  | 6,68              | 7,01  | 1,92  | 8,42    |
| Na <sub>2</sub> O              | 5,27              | 2,10  | 7,89              | 6,70  | 4,43              | 6,97  | 6,38  | 1,22    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,35              | ?     | —                 | —     | 0,28              | Sp.   | —     | —       |
| Glühverl.                      | 5,20              | 1,40  | 3,43 <sup>4</sup> | 2,06  | ?H <sub>2</sub> O | 1,71  | 1,78  | —       |

Sa. 100,57<sup>2</sup> 99,22<sup>3</sup> 100,03 99,59 100,04<sup>5</sup> 100,34<sup>6</sup> 39,79<sup>7</sup> 61,13<sup>7</sup>

|                                | XVI.              | XVII. | XVIII.            | XIX.  | XX.   | XXI.               | XXII. |
|--------------------------------|-------------------|-------|-------------------|-------|-------|--------------------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 50,96             | 54,04 | 52,91             | 43,50 | 36,40 | 38,07              | 38,78 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,52              | —     | 0,48 <sup>1</sup> | 2,10  | 0,42  | —                  | 0,89  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19,67             | 20,27 | 19,49             | 18,06 | 12,94 | 17,92              | 6,85  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,76              | 4,66  | 4,78              | 7,52  | 8,27  | 14,08              | 8,83  |
| FeO                            | —                 | 0,64  | 2,05              | 7,64  | 4,59  |                    |       |
| CaO                            | 4,38              | 2,75  | 2,47              | 13,39 | 14,46 | 11,70              | 3,88  |
| MgO                            | 0,36              | 0,16  | 0,29              | 3,47  | 11,44 | 8,87               | 26,34 |
| MnO                            | Sp.               | —     | 0,44              | —     | —     | —                  | —     |
| K <sub>2</sub> O               | 6,77              | 6,79  | 7,88              | 1,30  | 3,01  | 2,23               | 2,56  |
| Na <sub>2</sub> O              | 7,67              | 8,56  | 7,13              | 2,00  | 0,97  | 0,96               | 0,78  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | —                 | —     | Sp.               | —     | 1,04  | —                  | —     |
| Glühverlust                    | 1,38 <sup>9</sup> | 1,93  | 1,19              | 1,22  | 2,36  | 5,50 <sup>12</sup> | 7,85  |

Sa. 100,01<sup>8</sup> 99,80 100,25<sup>10</sup> 100,20 99,84<sup>11</sup> 99,33 100,84<sup>13</sup>

O. Mügge.

<sup>1</sup> Nach dem Schmelzen mit KHSO<sub>4</sub> in kaltem Wasser unlösl. Erden.

<sup>2</sup> incl. 0,02 Cl, Spuren von SrO und Li<sub>2</sub>O.

<sup>3</sup> incl. 0,03 Cl, Spuren von SrO und SO<sub>3</sub> (?).

<sup>4</sup> ist H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub>.

<sup>5</sup> incl. 0,06 NaCl und 0,04 SO<sub>3</sub>.

<sup>6</sup> incl. 0,04 SrO, 0,02 Cl, Spuren Li<sub>2</sub>O.

<sup>7</sup> mit Spuren von SrO und Li<sub>2</sub>O.

<sup>8</sup> incl. 0,54 NaCl und Spuren SO<sub>3</sub>.

<sup>9</sup> bei 135° incl. CO<sub>2</sub>.

<sup>10</sup> incl. 0,09 SrO, 0,53 Cl, 0,52 SO<sub>3</sub>, Spuren von Li<sub>2</sub>O.

<sup>11</sup> incl. 3,94 CO<sub>2</sub>.

<sup>12</sup> incl. CO<sub>2</sub>.

<sup>13</sup> incl. 0,14 CO<sub>2</sub> und 1,95 H<sub>2</sub>O bis 100°.

**J. Felix und H. Lenk:** Über die tektonischen Verhältnisse der Republik Mexico. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 44. 303—323. Taf. XIX—XX. 1892.)

Über die wesentlichsten Angaben dieses Aufsatzes ist schon dies. Jahrb. 1890. II. -272- referirt. Die Verf. verwarren sich namentlich gegen die Angabe von HEILPRIN, als ob nach ihrer Auffassung die südliche Bruchlinie des mexicanischen Plateaus durch die Vulcane bezeichnet werde. Die Verf. betrachten als Bruchlinie vielmehr den Steilabfall des Plateaus, längs dessen die OW. streichenden Sedimente Verwerfungen, Faltungen, Aufrichtung etc. erkennen lassen, zum mindesten westlich vom Popocatepetl; östlich desselben hängt das Plateau mit der zum Hochland von Oaxaca verbreiterten archaischen Küsten-Cordillere zusammen. Die Vulcane stehen nur z. Th. auf der Hauptspalte, z. Th. auf fast senkrecht nach Norden abzweigenden Nebenspalten, mehrfach im Kreuzungspunkt beider. Auch der Ost-Abfall des mexicanischen Plateaus schwenkt an seinem südlichen Ende in eine Richtung parallel diesen Nebenspalten (NNO.) um und ist daher vielleicht jünger als die Südspalte; ungefähr im Kreuzungspunkte beider steht hier der Orizaba. Dass die nördlichen Nebenspalten der Südspalte das Resultat einer intensiven Faltung in Folge OW.-Druckes sind, wie HEILPRIN annimmt, halten die Verf. nur für die Gegend von Tehuacan für wahrscheinlich. — Von den Seen, welche (ungefähr) am Südrande des Plateaus auf demselben liegen, geben die Verfasser eine ausführlichere Beschreibung ihrer topo- und hydrographischen Verhältnisse. Sie entstanden vermuthlich mit Beginn der vulcanischen Thätigkeit (zu Anfang des Tertiär) durch Eindämmung grosser Flächen durch vulcanisches Material, hatten wahrscheinlich gegen Ende des Pliocän ihre grösste Ausdehnung und waren damals anscheinend nicht abflusslos, jedenfalls süss, wie die Untersuchung ihrer Diatomeen-Flora gezeigt hat.

O. Mügge.

**A. W. Howitt:** Notes on the Contact of the Metamorphic and Sedimentary Formations at the Upper Dargo River. (Department of Mines, Special Rep. 3—10. Taf. 1—2. Victoria 1892.)

Verf. theilt ein Profil quer zum obern Dargothal mit, aus dem ebenfalls hervorgeht, dass ein Theil der Glimmerschiefer aus Sedimenten (Untersilur), ein anderer Theil zusammen mit Gneissen aus Graniten und Quarzdioriten hervorgegangen ist. Sowohl Sedimente wie massige Gesteine sind metamorphosirt und dadurch ihr Contact verwischt. Im Allgemeinen sind die feldspathhaltigen Gesteine im Omeo-District wohl metamorphe Eruptivgesteine, wenigstens wurde nirgends Feldspath als Contactproduct sicher nachgewiesen. Für die metamorphen Sedimente ist namentlich charakteristisch Neubildung von Paragonit, nicht Muscovit, für die metamorphen Eruptivgesteine Biotit. Neben gneissartigen Dioriten kommen übrigens auch geschieferte Aplite gangförmig in den metamorphen Schiefen vor. I ist die Analyse eines etwas graphitführenden, wenig metamorphosirten Paragonit-Chloritschiefers; II die eines seidenglänzenden, fein-

körnigen Glimmerschiefers mit Anzeichen stärkerer Metamorphose; der Quarz ist wahrscheinlich alte Neubildung, der Glimmer wieder Paragonit; III sillimanitführender Quarz-Biotitschiefer; IV Quarzdiorit mit Quarz und wenigen grossen Krystallen von Biotit in faserigem, hellem Glimmer; III und IV offenbar beide stark verändert.

|                                      | I.    | II.     | III.    | IV.    |
|--------------------------------------|-------|---------|---------|--------|
| SiO <sub>2</sub> . . .               | 56,32 | 56,42   | 74,92   | 70,82  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . | 29,10 | } 33,52 | { 13,91 | 18,55  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . | 3,32  |         |         |        |
| CaO . . .                            | 1,42  | 0,56    | 0,42    | 1,12   |
| MgO . . .                            | 3,80  | 2,16    | 2,02    | 0,54   |
| Na <sub>2</sub> O . . .              | 4,71  | 4,13    | Sp.     | 1,01   |
| K <sub>2</sub> O . . .               | —     | —       | 2,80    | 4,84   |
| Glühverlust .                        | 1,04  | 2,90    | —       | —      |
| Sa.                                  | 99,71 | 99,69   | 100,38  | 100,05 |

O. Mügge.

## Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

**Alexander Gesell:** Montangeologische Aufnahmen des Nagybányer Erzdistrictes. (Jahresber. k. ung. geol. Anst. für 1890. 159—185. 1892.)

Der Verf. bringt eine durch die beigegebene Kartenskizze im Maassstab 1 : 25 000 erläuterte geologische Schilderung des wichtigen Erzdistrictes von Nagybánya. Daran schliessen sich geschichtliche bergtechnische Daten, die mehr bergbauliches als geologisches Interesse haben. Eine Aufzählung der bekannten Gänge, die durchwegs an grünsteinartigen Quarztrachyt als Nebengestein geknüpft sind, und einige Feldortsskizzen, welche die Art des Auftretens der Gänge illustriren, sind beigegeben. **F. Becke.**

**H. v. Foulon:** Über Goldgewinnungsstätten der Alten in Bosnien. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1892. No. 4. 110—111. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 42. 1—52. Mit 1 Karte. 1892.)

Im Flussgebiet des oberen Vrbas, der Lašva, der Fojnica und Zeleznica finden sich ausgedehnte Seifen, welche z. Th. von den Römern, z. Th. im Mittelalter betrieben wurden. Die meisten liegen in den Flusstälern, manche steigen aber bis in bedeutende Höhen. Das Quellgebiet liegt in palaeozoischen Schiefeln, welche einst von einer Decke palaeozoischer Kalke überlagert waren, von der aber nur einzelne Schollen erhalten blieben. Ferner betheiligen sich am Aufbau des Gebirges Quarzporphyrdecken, von welchen, sowie von den Kalken Schollen als Denudationsreste übrig blieben; massiges Auftreten des Quarzporphyrs bezeichnet vermuthlich die ausgefüllten Eruptionsspalten desselben. Die Porphydecken liegen immer auf dem Schiefer, nie auf Kalk und sind somit ver-

muthlich älter als dieser, denn weder Apophysen im Kalk, noch Contactmetamorphose der letzteren konnte FOULLON beobachten (diesen negativen Ergebnissen stehen Beobachtungen von MOJSISOVICS gegenüber, der die Umwandlung des Kalkes in weissen Marmor beobachtet hat).

Das Eruptivgestein wurde bereits von JOHN untersucht und als Liparit bezeichnet (Jahrb. geol. R.-A. 30. 454. 1880). Nach FOULLON hat es mikrogranitische Grundmasse aus Quarz, Feldspath, häufig mit etwas Kaliglimmer, bisweilen auch Biotit und etwas Magnetit; seltener wird sie kryptokrystallin mit Mikrofelsit in Form von Granosphäriten. Einsprenglinge: Quarz, Orthoklas, bisweilen adular-ähnlich, vorherrschend; seltener Plagioklas; Mikroklin wurde nicht beobachtet; Biotit bisweilen in Aggregaten, welche Augitformen nachahmen; letzterer selbst ist nicht nachweisbar. Ti-haltiges Magneteisen, Zirkon, Apatit, vereinzelt blauer Turmalin als seltene accessorische Gemengtheile. Das Gestein zeigt häufig Schieferung; bei der Verwitterung bildet sich Sericit; sie führt zur Bildung riesiger Blockhalden; das Gestein zeigt wenig Neigung zu Desaggregation.

Die Kalke enthalten Putzen und Einsprengungen edelmetallhaltiger, quecksilberreicher Fahlerze. Die Porphyre haben bisher nirgends Erzführung gezeigt. In den Schiefern kommen pyritreiche Einlagerungen vor, welche merklichen Goldgehalt erwiesen.

Neben den Seifen betrieben die Alten auch Bergbau, welcher sich auf das Abteufen von schachtähnlichen Einbauen an mehr als 60 Stellen im Rosingebiete beschränkte. Da die meisten Einbaue im Schiefer liegen, keine Spuren von Lagerstätten und keine Halden zeigen, schliesst Verf., dass der Goldgehalt des Schiefers an sich Veranlassung zu diesen Versuchen gab.

Die Seifen bewegen sich auf diluvialen Schotterablagerungen untergeordnet in den Trümmerfeldern des Quarzporphyrs. Die Schotter führen Geschiebe von Schiefer, Porphyr und Kalk in wechselnder Menge, ferner Eisenerze und lehmige Zersetzungsproducte, sowie Minerale, welche auf die Schiefer als Quelle des Goldgehaltes hinweisen.

In manchen Seifen des Hochgebirges, welche dem Kalkgebiet angehören, sprechen die Begleitminerale: Zinnober, Brauneisen nach Siderit, Rotheisenerz in bestimmten Formen dafür, dass diese Seifen ihr Material aus den Fahlerzputzen der denudirten Kalke entnehmen.

F. Becke.

---

T. A. Rickard: The Mount Morgan Mine, Queensland. (Trans. Am. Inst. Min. Eng. XX. 133. 1892.)

Die Lagerstätte der Mount Morgan Mine gehört zu den goldreichsten der Erde. 1873 entdeckt, 1886 durch eine grössere Gesellschaft in Abbau genommen, hat sie bis Ende 1890 756 042 Unzen oder rund 23 000 kg Gold im Werthe von etwas über 3 Millionen £ geliefert und den glücklichen Actionären ein Gesammtterträgniss von 2 358 333 £ abgeworfen.

Die Basis des etwa 500 F. (152 m) hohen Hügels besteht aus pyrit-

führendem Quarzit; über demselben liegt eine eisenschüssige Quarzmasse, die oft breccienartig zerstückelt ist und gern eine grob- oder feinzellige Structur zeigt. In diesem eisenschüssigen Quarze ist Freigold eingewachsen, meist in so feinen Partikelchen, dass es mit dem blossen Auge nicht wahrgenommen werden kann.

Der liegende Quarzit und die Masse der Lagerstätte werden von verschiedenen Gesteinsgängen durchsetzt. Das Material des letzteren ist gewöhnlich hochgradig zersetzt und deshalb nicht mehr sicher bestimmbar. RICKARD spricht daher nur mit Reserve von Felsit- und Doleritgängen.

R. L. JACK hatte die Lagerstätte des Mount Morgan für den Absatz eines Geysirs gehalten (dies. Jahrb. 1887. I. -84-); spätere Beobachter glaubten, dass ein stockwerksartiges Netzwerk von Gängen und einer daselbe umgebenden Zersetzungsregion vorliege.

RICKARD giebt zunächst eine durch Profile erläuterte Berichterstattung über die in den letzten Jahren gewonnenen Aufschlüsse und entwickelt hierauf seine eigenen Anschauungen über die Genesis der merkwürdigen Lagerstätte. Darnach soll diese letztere durch Verdrängung eines nicht näher bestimmbareren Gesteines entstanden sein. Circulirende Wässer sollen die Umwandlung besorgt haben.

A. W. Stelzner.

---

T. A. Rickard: The Bendigo Gold-Field. (Trans. Am. Inst. Min. Eng. XX. 463—545 und 772. 1892.)

Das Bendigo-Goldfeld, welches eine Zeit lang auch das von Sandhurst genannt wurde, liegt 160 km nördlich von Melbourne. Seine Entdeckung fällt in das Jahr 1851. Zunächst wurden nur reiche Seifen verwaschen, aber seit 1854 baut man auch die primären Lagerstätten ab und 1890 zählte man auf diesen letzteren bereits 143 Bergwerkscompagnien. 18 von den zahlreichen Schächten haben bereits Teufen von mehr als 2000 F. (610 m) erreicht und eine Grube („180“) ist sogar schon bis 2600 F. (891 m) mit Erfolg niederwärts gegangen. Das Gesamtausbringen des Feldes von 1851—90 wird auf 15 Millionen Unzen (etwa 466 000 kg) beziffert.

Aus der sehr dankenswerthen Schilderung, welche RICKARD, in Anlehnung an die Arbeiten von E. F. DUNN, von dem Bendigo-Goldfeld giebt und durch zahlreiche, dem Texte eingeschaltete Profile vervollständigt, verdient weiterhin hervorgehoben zu werden, dass die goldführenden primären Lagerstätten in untersilurischen Schieferen und Sandsteinen auftreten. Diese Sedimente, welche im S. und W. an den Granit des Alexander Range angrenzen, während sie im N. und NO. von Pliocän überlagert werden, zeigen im Grossen wie im Kleinen einen wellenförmigen Schichtenbau, mit welchem transversale Schieferung verbunden ist. Von jüngeren Eruptivgesteinen erwähnt RICKARD nur einige geringmächtige Gänge von „Lava“.

Die wichtigsten primären Goldlagerstätten sind die sogenannten saddle-reefs, Ausfüllungen von gewölbeartigen Hohlräumen, welche sich bei der Zusammenstauchung der silurischen Schichten in den Scheiteln von Antiklinalen geöffnet haben. Die Tiefe der Synklinalen nehmen ent-

sprechende inverted-saddles ein, indessen sollen letztere von geringerer bergmännischer Bedeutung sein. Nach unten zu keilen sich die Schenkel (legs) der Sättel mehr oder weniger rasch aus; stellenweise erreichen sie jedoch eine Länge von 10 und mehr Meter. Im Streichen halten die Sättel z. Th. auf mehrere Kilometer an, so dass mehrere Gruben auf einem und demselben Sattel bauen. Die wichtigsten Sättel finden sich auf drei unter einander parallelen Antiklinalen (lines of reef), und zwar in der Weise, dass im Bereiche einer jeden Antiklinale mehrere Sättel über einander vorhanden sind. So kennt man z. B. auf den Gruben New Chum und Victoria vom Tage niederwärts bis 700 m 30 Sättel übereinander, von denen allerdings nur 10 bauwürdig sind. Die Füllung der Sättel besteht im Wesentlichen aus Quarz mit Freigold (Durchschnittsgehalt 0,0014 %); ausserdem treten, zumeist jedoch in untergeordneter Weise, auch noch Eisenkies, Kupferkies, Arsenkies, Zinkblende und Bleiglanz auf. Eine Zunahme der Schwefelmetalle nach der Tiefe zu ist bis jetzt nicht beobachtbar gewesen. Ausser den saddle-reefs giebt es in dem Bendigo-Districte auch noch Gänge, Lagergänge, stockwerksartige Trüernetze und irreguläre nesterförmige Erzvorkommnisse (bulges oder blocks genannt), die allesammt eine Ausfüllung zeigen, welche jener der Sättel ähnlich ist, indessen bleibt bis jetzt der bergmännische Werth aller dieser anderen Lagerstätten weit hinter jenem der Sättel zurück. Dass zwischen Sätteln und Gängen ein unmittelbarer räumlicher Zusammenhang besteht, hat durch den seitherigen Grubenbetrieb noch nicht erwiesen werden können, indessen ist nach der Meinung des Ref. wohl anzunehmen, dass ein solcher Zusammenhang besteht und dass den sattelförmigen Hohlräumen ihre Füllung von Gangspalten aus zugeführt wurde. **A. W. Stelzner.**

**G. A. Koch:** Die im Schlier der Stadt Wels erbohrten Gasquellen nebst einigen Bemerkungen über die obere Grenze des Schliers. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1892. No. 7. 183—192.)

**A. Fellner:** Die Welser Gasbrunnen. (Ebenda No. 10. 267—269.)

Bei einer Tiefbohrung in Wels, welche unternommen wurde, um artesisches Wasser zu erbohren, obgleich die Bedingungen hiefür durchaus nicht vorhanden sind, wurde gleichwohl aufsteigendes Wasser in einer Tiefe von 250 m erbohrt, nachdem mehrere Sandsteinplatten im Schlier durchstossen worden. Das Wasser wird stossweise ausgeworfen und es entweichen gleichzeitig beträchtliche Mengen von kohlenwasserstoffreichen Gasen. Die brennbaren Gase des zuerst gebohrten Brunnens, sowie eines später abgeteuften finden zu Beleuchtungs- und Heizzwecken Verwendung. Das Wasser der beiden Gasbrunnen enthält nebst den Bestandtheilen des gewöhnlichen Grundwassers Ammoniak und merkliche Mengen von Chloriden. Die niedere Temperatur (8° C. im Januar) veranlasste Koch zu der Annahme, dass das ausgestossene Wasser aus der Schotterschichte über

dem Schlier stamme, und nichts als das Grundwasser darstelle, welches durch das Bohrloch von den unter Druck ausströmenden Gasen ausgeworfen wurde. FELLNER erkennt die Beimischung von Grundwasser an, sucht aber unter Hinweis auf den (qualitativ) nachgewiesenen Chlor-Gehalt eine Beimengung von Wässern aus grösserer Tiefe (aus dem salzhaltigen Schlier) wahrscheinlich zu machen. Das ausströmende Gas ist wahrscheinlich fast reines Sumpfgas. Quantitative Untersuchung des Wassers und der Gase wären zur sicheren Beurtheilung dieser merkwürdigen Erscheinung sehr zu wünschen.

F. Becke.

### Experimentelle Geologie.

Fr. Šiŝa: Untersuchungen über die Wirkungen des beim hohen Drucke mit Kohlensäure gesättigten Wassers auf einige Mineralien. Inaug.-Dissert. Univ. Leipzig. 8°. 54 S. Köstritz 1891.

In einer nach den Angaben von STOHMANN construirten eisernen Bombe wurden Hornblende von Schmiedeberg in Schlesien (I), Feldspath von Arendal (II) und Kaliglimmer von Achmatowsk im Ural (III) der Einwirkung von Wasser ausgesetzt, das unter einem Drucke von 10 bis 50 Atmosphären mit Kohlensäure gesättigt worden war.

Nachdem die Einwirkung aufgehoben war, wurde der Inhalt der Bombe auf ein Filter gebracht. Der bei 100° getrocknete Filtrerrückstand und das eingedampfte Filtrat wurden analysirt. In den folgenden Tabellen sind die gelösten Mengen der Bestandtheile in Procenten angegeben.

|  | I.      | II.     | III.   |
|--|---------|---------|--------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 34,075  | 61,552  | 44,273 |
| FeO . . . . .                            | 9,831   | Spur    | Spur   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 12,949  | 3,610   | 4,535  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 21,208  | 17,922  | 32,873 |
| CaO . . . . .                            | 15,140  | 0,519   | 1,562  |
| MgO . . . . .                            | 0,419   | —       | —      |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 2,001   | 12,355  | 10,878 |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 3,667   | 4,112   | 1,264  |
| H <sub>2</sub> O . . . . .               | 1,031   | —       | 4,536  |
|  | 100,321 | 100,070 | 99,921 |

Hornblende.

| Druck in Atm.                            | 50    | 50    | 30    | 10    | 30    | 30    | 10    |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Tage                                     | 84    | 10    | 10    | 10    | 5     | 1     | 1     |
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 0,239 | 0,206 | 0,127 | 0,189 | 0,185 | 0,185 | 0,161 |
| FeO . . . . .                            | 1,071 | 1,400 | 0,661 | 0,545 | 0,592 | 0,545 | 0,271 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 0,152 | 0,082 | Spur  | Spur  | Spur  | Spur  | Spur  |
| CaO . . . . .                            | 8,825 | 3,185 | 5,138 | 4,950 | 5,117 | 4,195 | 4,000 |
| MgO . . . . .                            | 9,687 | 7,968 | 7,031 | 5,468 | 4,687 | 2,656 | 1,562 |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 0,388 | 2,136 | 1,521 | 1,262 | 1,067 | 0,873 | 0,970 |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 1,410 | 1,552 | 1,481 | 1,075 | 1,093 | 0,952 | 0,829 |

| Druck in Atm.                            | Feldspath. |        |        |        |        | Glimmer. |        |
|--|------------|--------|--------|--------|--------|----------|--------|
|  | 50         | 30     | 10     | 30     | 10     | 50       | 30     |
| Tage                                     | 28         | 10     | 10     | 1      | 1      | 10       | 10     |
| Si O <sub>2</sub> . . . . .              | 0,197      | 0,082  | 0,101  | 0,096  | 0,091  | 0,211    | 0,150  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | Spur       | Spur   | Spur   | Spur   | Spur   | Spur     | Spur   |
| Ca O . . . . .                           | 17,700     | 15,500 | 19,375 | 13,125 | 11,625 | 6,416    | 5,518  |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 0,704      | 0,727  | 0,601  | 0,528  | 0,481  | 4,883    | 4,700  |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 0,893      | 0,610  | 0,581  | 0,361  | 0,235  | 13,816   | 13,076 |

In Bezug auf die Discussion, welche der Verf. mit Berücksichtigung der vorhandenen Literatur an diese Analysen knüpft, muss auf die Abhandlung verwiesen werden. Th. Liebisch.

**A. Andreae:** Über die Nachahmung verschiedener Geysirtypen und über Gasgeysire. (Verhdl. naturh.-med. Ver. zu Heidelberg. N. F. 5. Heft 1. 6 S. 1893.)

Eine Nachahmung der verschiedenen in der Natur auftretenden Typen von intermittirenden heissen Springquellen gewinnt man, wenn man das Steigrohr eines Geysirapparates in verschiedener Weise mit dem Dampfkessel verbindet. Auch die Gasgeysire, d. h. die kalten oder lauwarmer intermittirenden Springquellen, bei denen Gase (meist Kohlenwasserstoffe oder Kohlensäure) dem Wasser als treibendes Agens beigemischt sind, hat der Verf. nachgeahmt. Eine ausführliche Darstellung hat der Verf. in dies. Jahrb. 1893. II. 1—25. Taf. I, II mitgetheilt. Th. Liebisch.

## Geologische Karten.

**Geologische Specialkarte von Elsass-Lothringen in 1:25 000.** Blätter 41: Lembach, und 42: Weissenburg. Aufgenommen von A. ANDREAE, E. W. BENECKE, E. SCHUMACHER und L. VAN WERVECKE. Nebst Erläuterungen und Profilen. Strassburg 1892.

Die beiden Blätter bringen einen Ausschnitt des an die Pfalz grenzenden nördlichen Unter-Elsasses zur Darstellung und geben zum ersten Male ein genaues Bild der vielen Bruchlinien und Verwerfungen am Abfall der triadischen Nordvogesen gegen die mittelrheinische Tiefebene. Die Störungen sind das Ergebniss zweier Abbruchsrichtungen, der NO. bis ONO. gerichteten Pfalzbürger Mulde und der NNO. gerichteten mittelrheinischen Grabensenkung. Die jüngeren Ablagerungen haben wie die älteren eine eingehende Gliederung erfahren. Zahlreiche Bohrungen in dem alluvialen Theil geben Aufschluss über die Bodenbeschaffenheit in agronomischer Beziehung. A. Leppla.

**G. H. Williams:** Geological Map of Baltimore and Vicinity. Published by the Johns Hopkins University. 1892.

Über die Erläuterung zu der vorliegenden Karte ist schon früher (dies. Jahrb. 1892. II. -285-) berichtet worden. **Th. Liebisch.**

---

## Geologische Beschreibung einzelner Gebirge oder Ländertheile.

**E. Dathe:** Übersicht über die geologischen Verhältnisse von Niederschlesien. (Verh. d. 5. allg. deutsch. Bergmannstages in Breslau. 14 S. 1892.)

Der Verf. schildert in diesem Vortrage die krystallinischen Schiefer und die palaeozoischen Bildungen des niederschlesischen Gebirges.

**Th. Liebisch.**

---

**G. Link:** Geognostische Beschreibung des Thalhorns im oberen Amariner Thal. (Mitth. geol. Landesanst. Elsass-Lothringen. Bd. IV. Heft 1. Mit 3 Lichtdrucktaf. 1892.)

Im oberen Amariner Thal am sog. Thalhorn bei Odern findet sich ein Complex von Sedimenten, die durch granitische Gesteine zum grössten Theile verändert und metamorphosirt sind. Die Sedimente sind: Feldspatharme Schiefer, z. Th. Thonschiefer; Grauwackenschiefer; geröllarme, z. Th. schieferige Grauwacke mit mehr oder weniger Gabbromaterial; Gneissconglomerat mit Gabbro in Geröllen und losem Material; Gabbroconglomerat, nach dem Hangenden z. Th. schieferig; in dieser übereinander liegenden Schichtenfolge ist ein Olivin-Enstatit führender Serpentin innerhalb der schieferigen, geröllarmen Grauwacke eingeschafet.

Der Serpentin zeigt bald feinfilzigen Aufbau u. d. Mikroskop, bald Fenster-, Gitter-, Maschenstructur; er enthält Magnetit, etwas Hornblende und hellgrünen Enstatit; in ihm ist ein Gerölle von Marmor und solche von Gabbroconglomeraten eingeschlossen. Verf. meint, der Serpentin sei nicht aus Gabbro entstanden, hält ihn aber für ein Eruptivgestein<sup>1</sup>.

Der Granit ist ein echter Granitit und geht an seiner Randzone oder in Gängen, die im Zusammenhang mit demselben auftreten, über in

---

<sup>1</sup> Auf Seite 60 und 65 meiner Abhandlung findet sich die Angabe, dass nach WEIGAND die Serpentine aus Gabbro entstanden seien. Diese Angabe beruht nach mündlicher Rücksprache mit Herrn WEIGAND auf einem Missverständniss. WEIGAND spricht von einem „engsten Zusammenhang“ von Gabbro und Serpentin, betont auch, dass in beiden Gesteinen dieselben Mineralien vorkommen, führt jedoch weiterhin aus, dass die Hauptmasse des den Serpentin liefernden Gesteines aus einer feinfilzigen Hornblende (?) bestehe und daher der Serpentin aus Amphibolit entstanden sei. In wie weit dies mit meinen Untersuchungen übereinstimmt, ergibt sich aus meiner Arbeit.

G. LINCK.

Granitporphyr, Syenitporphyr und Lamprophyr oder Glimmersyenit und Minette, am äussersten Rand vielleicht in einst glasige Modificationen, die heute ausserordentlich feinkörnige Structur zeigen. Mit der Entfernung vom Granit nehmen in dieser Reihe die Kieselsäuremengen ab und der Magnesiagehalt zu; ausserdem aber werden die Gesteine in derselben Richtung hornblendereicher und glimmerärmer. Leider war nicht stets nachzuweisen, ob eine Modification des Granits eine randliche Zone desselben oder ein Ganggestein darstellte. Deshalb musste die Namengebung eine gemischte bleiben und die Namen für die Randfacies von Tiefengesteinen und die der Ganggesteine konnten nicht getrennt werden. Wie dem auch sei, die sich findenden Gesteinsgruppen bestätigen auch hier, dass die Randzonen eines Eruptivgesteins ähnliche Modificationen zeigen, wie die ihm zugehörigen Ganggesteine.

Die Sedimente sind theils unverändert, theils zu merkwürdigen und interessanten Fleck- und Knotenschiefern, zu Feldspath- und Glimmer-Hornfelsen, zu phyllitartigen Schiefern umgewandelt. Die Grauwacken und Conglomerate zeigen nur bezüglich ihrer Grundmasse und feinen Theilchen eine Metamorphose. Die Art und den Grad der Umwandlung der Sedimente beschreibt Verf. mit grosser Ausführlichkeit und belegt seine Ausführungen mit einem reichen Material von mikroskopisch- und chemisch-analytischen Untersuchungen. Eine kleine Karte in Schwarzdruck giebt ein Bild der geologischen Verhältnisse am Thalhorn bei Odern über die Verbreitung der Gesteine, deren Beziehungen zu einander und deren tektonische Verhältnisse am Schlusse der Arbeit erörtert werden. Die sedimentären Glieder des beschriebenen Gebiets werden dem Culm zugerechnet; da ihr Gesteinscomplex durch dynamische Vorgänge keine oder nur geringe Veränderungen erlitten hat, muss das Eindringen des Granits in diesen Complex gegen Ende der Faltungsperiode seiner Schichten stattgefunden und durch Wirkung von Wärme und Wasser die contactmetamorphischen Vorgänge hervorgerufen haben, während gleichzeitig seine äusseren Theile eine Veränderung erlitten. Die 3 Lichtdrucktafeln veranschaulichen die Beschreibung der Sedimente und deren Veränderungen. **Chelius.**

---

**J. E. Hibsich:** Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbthale nördlich von Tetschen (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 41. 235—284. 1891.)

Nördlich von Tetschen durchbricht die Elbe in schluchtähnlichem Thale das Quadersandsteinplateau des Elbsandsteingebirges; auf eine Strecke von etwa 4 km schneidet der Fluss in das unter dem Sandstein befindliche Grundgebirge ein, welches in einem schmalen Streifen an den beiden Thalgehängen, rings von Sandstein umgeben, zu Tage tritt. Der Verf. hat die Gesteine dieser Urgebirgs-Insel einer eingehenden Untersuchung unterzogen, welche sich sowohl auf die mineralogische Zusammensetzung und Structur, als auf das chemische Verhalten, sowie auf ihren gegenseitigen Verband und ihr Auftreten erstreckt. Die Resultate sind

in einer Kartenskizze und in der oben citirten Abhandlung ausführlich dargelegt.

Das erwähnte Stück Grundgebirge liegt in der Verlängerung der Richtung des Erzgebirges; seine Gesteine haben aber mit den erzgebirgischen Gneissen, Glimmerschiefern und Phylliten nichts gemein. Es besteht wesentlich aus klastischem Thonschiefer und Granitit und ist tektonisch in Zusammenhang zu bringen mit dem nordwestlich gelegenen Schieferterritorium des „Elbthalgebirges“ in Sachsen. Die petrographische Zusammensetzung der Gesteine und die Lagerung (Streichen OSO. mit steilem Einfallen) ist die gleiche, verschieden von der des Erzgebirges. Zwischen diesem und dem Elbthalgebirge ist daher eine sehr alte tektonische Grenze anzunehmen. Sie verläuft westlich vom Elbthal und ist von Sandstein zugedeckt. Die tertiären Einbrüche am Südrand des Erzgebirges schneiden auch die Urgebirgsinsel des Elbthales ab; auf diese hat der tektonische Gegensatz keinen Einfluss mehr. An der Zusammensetzung des Gebirgsstückes betheiligen sich vornehmlich Granitit im Norden, klastische Thonschiefer im Süden; letztere sind von Diabasgängen durchsetzt, im Contact mit dem Granitit metamorphosirt; schmale Lamprophyrgänge durchsetzen Granitit und Thonschiefer, am südlichen Ende finden sich eigenthümliche Sericitgesteine.

Das Schiefer-Gebiet. Im Schiefer-Gebiet werden Thonschiefer und Grauwackenschiefer unterschieden. Die Thonschiefer sind sehr dicht, schieferig, dunkelgrünlichgrau bis schwarz gefärbt (die dunkle Färbung rührt nicht von Kohle, sondern von Eisenverbindungen her), und bestehen wesentlich aus Quarz, Muscovit, Chlorit; accessorisch Turmalin, Biotit, Erzkörner, Pyrit, Rutil. Quarztrümer von sehr wechselnden Dimensionen durchziehen das Gestein. Von manchen Quarzkörnern ist allothigene Herkunft wahrscheinlich. Die Anwesenheit eines Kalknatronfeldspathes wird aus der Analyse gefolgert (Analyse I und II). — Mit den Thonschiefern wechsellagert in 20—25 cm mächtigen Bänken ein festes, dunkelschwarzgrau gefärbtes Gestein, welches sich durch gröbere Textur, mineralogisch durch Eintreten von Biotit statt Chlorit, chemisch durch grösseren Gehalt an  $\text{SiO}_2$  bei verminderter Menge von  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  unterscheidet. Das Gestein erinnert theilweise an Hälleflinta, hat die mineralogische Zusammensetzung, auch nahezu die krystallinische Textur der „dichten Gneisse“ der sächsischen Geologen. HIBSCH nennt es „nur mit Widerstreben“ Grauwackenschiefer. An der Zusammensetzung betheiligen sich: Quarz, Plagioklas, wenig Orthoklas, Biotit, selten Muscovit, der nur an gequetschten Stellen als Sericit reichlicher auftritt; accessorisch Apatit, Hämatit, Zirkon, Pyrit. Die grösseren Quarze und Feldspathe sind unregelmässige allothigene Körner. Daneben kommt authigener Quarz und frischer, Na-reicher Plagioklas vor (Analyse III). — Den Thonschiefern und Grauwacken sind 4 Lagergänge von Diabas eingeschaltet, welche O.—W. streichen und steil z. Th. N., z. Th. S. einfallen. Diese Gesteine sind hochgradig umgewandelt; der ursprüngliche Mineralbestand ist nirgends, die Structur nur z. Th. erhalten. Selbst in den am wenigsten um-

gewandelten Gesteinen ist der Augit in Uralit umgesetzt. Solche Gesteine lassen an der Vertheilung der Plagioklasleisten und Uralit-Aggregate noch die divergentstrahlig-körnige Structur erkennen. Chlorit, Epidot, Calcit sind als Neubildungen, Titaneisen, Apatitsäulen als Accessorien allverbreitet. Der Plagioklas wird nach Auslöschung und specifischem Gewicht als Oligoklas bestimmt; ein albitähnlicher Plagioklas findet sich in Körnern als Neubildung. — In den stärker veränderten Gesteinen wird die Diabasstructur völlig verwischt und macht einer schieferig-flaserigen Structur Platz. Neben der uralitischen erscheinen Nadeln und Büschel einer helleren aktinolithähnlichen Hornblende, die Plagioklase sind zertrümmert, die Bruchstücke verschoben, von Chloritschuppen, Hornblendenadeln, Calcit und Epidotkörnchen durchspickt. — In einem noch weiter vorgeschrittenen Stadium ist uralitische Hornblende nicht mehr erkennbar, das Gestein völlig umkrystallisirt, zu einem Aktinolith-Chlorit-Albit-Schiefer geworden. Auch dieses Gestein geht noch weiter unter Ersatz der Hornblende durch Chlorit an seiner Grenze gegen den Thonschiefer in Plagioklas-Chlorit-Schiefer über.

Manche von diesen Diabasgesteinen enthalten hirse- bis erbsengrosse radialfaserige Kügelchen von Chalcedon.

Diese schieferigen Gesteine, die durch allmähliche Übergänge mit Uralit-Diabas verknüpft sind, werden als eine metamorphe Diabasfacies (Flaser-Diabas und Diabasschiefer) betrachtet, die durch contact- und dynamometamorphe Vorgänge aus ursprünglichem Diabas hervorgegangen ist. HIBSCH ist nicht im Stande, jeden einzelnen metamorphen Vorgang im Gestein auf eine bestimmte Ursache zurückzuführen, sieht aber doch in der Uralitisirung eine Wirkung der Contactmetamorphose durch den Granitit, in der Ausbildung der aktinolithartigen Hornblende und der Schieferung eine Folge dynamometamorpher Vorgänge. [In Bezug auf diese letzte Unterscheidung möchte Ref. bemerken, dass ein chemischer Unterschied zwischen Uralit und aktinolithartiger Hornblende nicht constatirt ist, auch nach den sorgfältig beschriebenen Eigenschaften kaum bedeutend sein kann. Die lichtere Färbung der aktinolithartigen Hornblende mag z. Th. auch durch grössere Dünne der Nadeln erzeugt sein. Da die übrigen Neubildungen: Albit, Calcit, Epidot die gleichen sind, so scheint ein wesentlicher chemischer Unterschied zwischen der Uralitisirung des Diabases und der Ausbildung des Diabasschiefers nicht vorhanden zu sein, wenn wir etwa vom Chlorit absehen, der wohl als eine weitergehende Veränderung der Hornblende aufgefasst werden kann. Somit scheint der Unterschied zwischen Uralit-Diabas und Diabasschiefer bloss der zu sein, dass ein und derselbe chemische Vorgang: die Zerlegung des Augit und des Ca-reicheren Plagioklas in Na-reicheren Plagioklas, Hornblende, Calcit und Epidot einmal unter Erhaltung der Structur im starren unbewegten Gestein, ein anderesmal unter gleichzeitiger mechanischer Umformung des nachgebenden Gesteins stattgefunden hat. Es ist leicht verständlich, dass im letzteren Falle die chemische Veränderung rascher fortschreitet und gründlicher mit dem alten Substrat aufräumt.] Wie in anderen Gebieten,

wo derartige Umwandlungsvorgänge studirt wurden, zeigen sich verschiedene Umwandlungsproducte in grösster Mannigfaltigkeit in nächster Nachbarschaft: Flaser-Diabas, Aktinolith-Plagioklas-Chlorit-Schiefer, Plagioklas-Chlorit-Schiefer treten kaum 1,5 m von einander entfernt auf. — Noch seien sehr chloritreiche, calcitführende Schiefer erwähnt, welche Concretionen von Chalcedon enthalten und möglicherweise umgewandelte Diabassuffe darstellen. Sie treten in Verbindung mit Diabasschiefern auf.

In Verbindung mit dem südlichsten Diabasgang am rechten Elbeufer kommt Kalkschiefer und körniger Kalk vor. Als Folge des Diabas-contactes werden die im Thonschiefer in der Nachbarschaft der Diabasgänge häufig auftretenden Quarzausscheidungen betrachtet, welche von metermächtigen Linsen bis zu mikroskopischen Dimensionen herabsinken.

Recht eigenthümlich sind grobkörnige „granitoide“ Ausscheidungen, die im selben Zusammenhang erwähnt werden; sie haben geringere Dimensionen (höchstens einige Centimeter), treten gangähnlich auf, haben aber keine weite Erstreckung, sie bestehen der Hauptmasse nach aus Quarz und Bytownit; dazu Chlorit, Turmalin, Cu-haltige Sulfide und reichlich Sericithäute. In Drusen werden kleine Albitkryställchen erkannt. An der Grenze des Thonschiefers gegen diese Gebilde ist ersterer reich an dunklen Erzkörnchen.

Der Granitit, welcher den nördlichen Theil des Gebietes zusammensetzt, zeigt die normale Zusammensetzung und Structur (Analyse IV). Er ist ein mittelkörniges Gestein, das an der Contactgrenze gegen den Thonschiefer nur geringfügige Structuränderungen (Ausbildung deutlicher Feldspathkrystalle) erkennen lässt. Interessant sind die Beobachtungen über die „Gneissfacies“ des Granitits. Stellenweise hat das Gestein deutliche Flaserung erhalten; die Richtung der Flaserung ist an allen Stellen dieselbe: Streichen O.—W. oder OSO., Fallen 60° N. Der gneissähnliche Habitus hat JOKELY zur Ausscheidung von Gneiss veranlasst. Die Kataklastenstructur, die Übergänge in normales Gestein, Einschlüsse von Thonschiefer im flaserigen Granitit beweisen die Richtigkeit der bereits von LAUBE ausgesprochenen Auffassung als gneissähnliche Facies des Granitits. Die Flaserung wird nebst der kataklastischen Zertrümmerung und Deformation der Quarz- und Feldspathkörner hauptsächlich durch Neubildungen feinschuppigen Biotits und Sericits bewirkt; neben letzterem finden sich auch grössere Muscovitafeln, welche indessen ebenfalls Neubildungen sind. Auch Granat und Sillimanit werden als Neubildungen beobachtet.

Der Granititstock und seine Apophysen sind vielfach von Aplitgängen durchsetzt. Im ganzen Stock zeigt sich eine grobe Bankung, welche dasselbe Streichen hat wie die Flaserung der Gneissfacies (100—160° OSO.) mit nördlichem Verflächen. Die Thonschiefer zeigen öfter falsche Schieferung im gleichen Sinne. Alle diese Erscheinungen sind auf Druckkräfte zurückzuführen, welche das ganze alte Gebirge beeinflussten und somit noch nach der Intrusion des Granitits wirksam waren.

Grössere Verschiebungen, die sich an den Aplitgängen verfolgen

lassen, die längs ähnlich streichender, aber flach S. fallender Klüfte verworfen erscheinen, dürften mit den späteren tertiären Einbrüchen zusammenhängen.

Contactzone am Granititstocke. Die Thonschiefer lassen sich auf eine Erstreckung von 800 m am linken, 1400 m<sup>1</sup> am rechten Elbeufer Contactmetamorphose an der Granititgrenze erkennen. In grösserer Entfernung vom Granitit sind sie als chloritreiche Fleckschiefer, näher daran als chloritfreie biotitreiche Knotenschiefer ausgebildet. Diese Knoten sind muthmaasslich Pseudomorphosen von Sericit nach Cordierit. Noch näher am Contact treten schichtungslöse Hornfelse (Quarz-Glimmer-Fels) auf, welche aus Quarz, Biotit, Muscovit, Cordierit, z. Th. auch Turmalin bestehen und die charakteristische „bienenwabige“ Structur und die siebartige Unterbrechung der Gemengtheile durch Einschlüsse erkennen lassen. Manche von diesen Knotenschiefern sind reich an Sericit-Quarz-Lagen, wobei das Gestein schieferig wird und die charakteristische Structur der Contactgesteine verloren geht. Wohl nicht mit Unrecht wird diese Ausbildungsform auf spätere dynamometamorphe Einwirkungen geschoben. Die Grauwackenschiefer lassen nur eine geringe Beeinflussung des Bindemittels zwischen den grösseren Quarzen und Feldspathen erkennen, indem sich im Bereich des Contactes reichlich Biotit und Muscovit in grösseren Individuen einstellen. Der Vergleich der mitgetheilten Analysen von Fleck- (V) und Knotenschiefer (VI) und Hornfels (VII) mit denen unveränderter Thonschiefer (I, II) lässt erkennen, dass die Metamorphose den chemischen Bestand wenig oder gar nicht verändert hat.

Lamprophyre. Schmale Gänge dunkler Eruptivgesteine durchsetzen an mehreren Orten sowohl den Granitit, als den Thonschiefer; sie werden gemäss ihrer Zusammensetzung aus idiomorpher brauner Hornblende, Orthoklas, Oligoklas, Biotit (der seltsamerweise allotriomorph auftritt und daher wohl nicht mit Unrecht als Neubildung aufgefasst wird) und den gewöhnlichen Accessorien und Verwitterungsproducten als Vogesite (ROSENBUSCH) bestimmt. Bemerkenswerth ist das Auftreten von Quarz als Einwanderung, muthmaasslich vom Granitit her. Exomorphe Contactmetamorphose ist nirgends nachweisbar, dagegen zeigen manche Gänge ein dichtes Salband, bisweilen mit secundär schieferiger Ausbildung.

Sericitgesteine. An der Südgrenze des Gebietes treten an Sericit sehr reiche Gesteine auf, welche als Sericitgneiss, als flaseriger und stengeliger Quarzsericitschiefer unterschieden werden. Das flaserige Gestein besteht aus Quarzkörnern, fleischfarbenen Albiten und fettglänzenden grünlichgrauen Sericitflatschen; Quarz und Feldspath zeigen deutliche Druckspuren; das Gestein wird als gequetschter Granitit gedeutet, obgleich der Zusammenhang mit der südlichsten Apophyse des Granitits verdeckt ist. (VIII) ist die Analyse dieses Gesteins; auch der Sericit daraus wurde

<sup>1</sup> Die Diabasgänge, deren Uralit dem Granitcontact zugeschrieben wird, liegen ausserhalb des Contacthofes im Thonschiefer, so dass die Diabase empfindlicher für die Metamorphosirung wären, als die Schiefer; vergl. dazu das auf S. 358 über den Uralit-Diabas Bemerkte.

analysirt (IX). Die vornehmlich aus Quarz und Sericit bestehenden Quarz-sericit-schiefer sind ihrer Entstehung nach dunkel.

Am Schlusse wird über die Kreideformation (es ist Cenoman und untere Turonstufe nachzuweisen) und das Schwemmland des Elbthaales berichtet; letzteres besteht aus jungdiluvialen, 5—10 m mächtigen Terrassen von Sand und Lehm, den Schutthalden der Thalgehänge und den Schotterbänken der Elbe.

I. Thonschiefer, linkes Elbeufer, 650 m vom Tschirtenbach.

II. „ „ rechtes Elbeufer.

III. Grauwackenschiefer.

IV. Granitit vom Adalbertusfelsen.

V. Fleckschiefer, Rasseln Süd.

VI. Knotenschiefer, Rasseln Nord.

VII. Streifiger Hornfels nahe der Granititapophyse, Rasseln Nord.

VIII. Sericitgneiss, südlich der ersten Granitapophyse, rechtes Elbeufer, Laube Nord.

IX. Sericit daraus durch schwere Flüssigkeit isolirt, Mittel aus zwei nahe übereinstimmenden Analysen.

(Sämmtliche Analysen von L. JESSER.)

|                                    | I.    | II.    | III.  | IV.   | V.    | VI.    | VII.   | VIII.  | IX.    |
|------------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> . .               | 61,60 | 62,94  | 72,56 | 68,58 | 62,31 | 62,85  | 66,64  | 71,86  | 47,85  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . .  | —     | —      | —     | 0,40  | —     | —      | —      | —      | —      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . | 20,32 | 17,49  | 11,45 | 15,67 | 22,35 | 20,43  | 22,06  | 18,08  | 35,86  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . | 8,03  | 8,08   | 5,98  | 2,95  | 3,68  | 8,26   | 4,32   | 2,22   | 3,12   |
| CaO . .                            | 1,20  | 1,21   | 2,46  | 2,10  | 0,58  | 0,79   | 1,80   | 1,60   | 0,55   |
| MgO . .                            | 2,83  | 2,54   | 0,50  | 1,17  | 1,84  | 0,93   | 1,24   | 0,17   | 0,25   |
| K <sub>2</sub> O . .               | 2,35  | 3,53   | 3,26  | 5,01  | 3,32  | 2,81   | 2,16   | 4,16   | 8,56   |
| Na <sub>2</sub> O . .              | 1,43  | 1,26   | 1,99  | 2,36  | 1,72  | 1,11   | 1,00   | 1,11   | 0,54   |
| H <sub>2</sub> O . .               | 2,18  | 3,46   | 1,44  | 1,30  | 3,98  | 3,11   | 2,18   | 1,89   | 4,51   |
|                                    | 99,98 | 100,51 | 99,64 | 99,54 | 99,78 | 100,29 | 101,40 | 101,09 | 100,24 |
| Sp. Gew.                           | 2,79  | 2,68   | 2,69  | —     | 2,75  | 2,73   | 2,73   | —      | 2,88   |

F. Becke.

**G. Geyer:** Über die tektonische Fortsetzung der Niederen Tauern. (Verh. Geol. Reichsanst. 1891. 268.)

Die Gneisse der Niederen Tauern (Bl. Murau) bestehen aus plattigem Zweiglimmergneiss (nebst Augengneiss) und Hornblendegneiss an der Basis. Dieselben werden von Granatglimmerschiefer überlagert, dessen liegende Theile krystalline Kalke einschliessen. Der Gneiss taucht an der Rüthelkirchspitze unter; aber die Verfolgung dieser Kalkzüge gestattete die Schlussfolgerung, dass die tektonische Axe der Niederen Tauern vom Hohenwarth ab (vor der Gneissmasse des Bösensteins) nach Südosten abschwimmt, um in das Gebiet der Seethaler Alpen fortzusetzen.

Frech.

**Thomas v. Szontagh:** Geologische Studien an der rechten Seite der Maros, in der Gegend von Soborsin und Baja. (Jahresber. k. ung. geol. Anst. für 1890. 63—75. 1892.)

Im Anschluss an die Untersuchungen von Loczy und Koch (Földtani Közlöny VIII. 1878) wurden die Aufnahmen in dem bezeichneten Gebiete fortgesetzt; der Bericht enthält vorwiegend Angaben über die Verbreitung der angetroffenen Formationsglieder; von Sedimenten wird unterschieden: I. Kreide: a) Karpathensandstein mit regenerirten, tuffigen Schichten, tuffigen Kalksteinen und tithonischen Kalk-Conglomeraten; b) Gosaustufe, Kalksteine, Conglomerate und thonige Mergel. II. Neogen: a) conglomeratartiger Trachyttuff; b) pontischer sandiger Thon und Mergel; c) Schotter (pliocän?). III. Diluvium: a) Schotter; b) Bohnerz führender Thon. IV. Alluvium: a) Kalktuff; b) Pisolit; c) Thon und das gegenwärtige Inundationsgebiet. An Massengesteinen wurden beobachtet: Granitit (von Koch seinerzeit als biotithaltiger Amphibolgranit bestimmt), Diorit, Diabas, Porphyry, Quarztrachyt. Diorit ist an den Granitit geknüpft, welcher vom wahrscheinlich mesozoischen Diabas überlagert wird. Diabas und Granitit werden vom (Quarz-) Porphyry vielfach durchbrochen; in den Karpathensandstein dringt er nicht; in welchem Verhältniss der Quarztrachyt zum Porphyry steht, ist nicht ermittelt. Petrographische Untersuchung dieser Gesteine wird in Aussicht gestellt.

F. Becke.

**G. Primics:** Skizzenhafter Bericht über die im nördlichen Theile des Bihar-Gebirges im Jahre 1890 bewerkstelligte geologische Detailaufnahme. (Jahresber. k. ung. geol. Anst. für 1890. 44—62. 1892.)

Am Aufbau des untersuchten Gebietes betheiligen sich von Sedimenten: Alluvium, Diluvium (lockere Conglomerate), Jura (Tithon?, Klippenkalke), Lias (oberer: dunkelgefärbte thonig mergelige Schiefer, mittlerer: Petrefacten führender Kalkstein, unterer: quarzitisches Sandsteine), Trias: (mittlere?: dunkelgefärbte braune Kalke, untere?: bunte Sandsteine und Schiefer), Dyas? (Quarzconglomerate), krystallinische Schiefer. Von Eruptivgesteinen wurden beobachtet: Dacit des Kegyarza-Stockes, Quarz-Orthoklas-Trachyt, Quarz-Porphyr (das höhere Alter des Gesteins ist nicht bewiesen), Biotitgranit, Diorit.

F. Becke.

**Th. Posewitz:** Die Theissgegend von Usterike bis Chmiele. (Jahresber. k. ung. geol. Anst. für 1890. 76—93. 1892.)

Das untersuchte Gebiet gehört dem westlichen Ende jenes ausgedehnten Gebietes krystalliner Schiefergesteine an, welches seine Haupt-Entwicklung in der südlichen Bukowina und im nördlichen Siebenbürgen (Rodnaer Alpen) findet und sich bis nach Rumänien fortsetzt. Es werden unterschieden: a) Krystallinische Schiefer, die sich in eine untere,

aus Gneiss und quarzreichem Glimmerschiefer, und in eine obere, aus glimmerreichem Glimmerschiefer und Phyllit bestehende Stufe gliedern. Der unteren Stufe gehört der Augengneiss der höchsten Erhebung Pop Ivan (1940 m) an. Die obere Stufe enthält Einlagerungen von Kiesel-schiefern und Kalklager; manche der letzteren mögen aber jüngeren Auf-lagerungen entsprechen. b) Dyas (Quarzbreccien, Conglomerate und rothe sandige Schiefer, an einer Stelle mit Diabas verknüpft) und Trias (Kalke) bilden die sogen. Grenzbildungen zwischen den Phylliten und den jüngeren Sedimenten. c) Kreide (Karpathensandstein). d) Eocän (Nummuliten-kalk), letzterer auf die Südflanke des Phyllitgebirges beschränkt, und weder in dessen nördlicher Vorlage noch in den dem Phyllit auflagernden Schollen von Karpathensandstein nachweisbar. e) Oligocän (blättrige, schwarze Schiefer und Sandsteine). f) Diluvium und Alluvium. Am Pop Ivan wurden deutliche Glacialsuren (Meeraugen, Kesselthäler, Moränenwälle) beobachtet.

F. Becke.

**J. Halaváts:** Der nordwestliche Theil des Aranyos-(Arinyes-) Gebirges. (Jahresber. k. ung. geol. Anst. für 1890. 130—140. 1892.)

Aranyos-Gebirge nennt HALAVÁTS den grossen Eruptivstock nördlich von Bogsán im Banat, der auf der geol. Karte von HAUER mit der Farbe für Syenit bezeichnet ist, entsprechend all' den Eruptivstöcken, welche im Banat eine so wichtige Rolle spielen. Der in Aussicht gestellten petro-graphischen Untersuchung dieses im Bericht kurzweg als Trachyt (d. i. Eruptivgestein) bezeichneten Gesteins darf man um so mehr mit gespannter Erwartung entgegensehen, als nach einer dem Bericht beigegebenen Profil-zeichnung nicht nur tertiäre Sedimente, sondern auch mesozoische und carbonische Gesteine, sowie krystallinische Schiefer (Phyllite, Chlorit-schiefer, Quarzite, glimmerreiche Gneisse) von dem central gelagerten Stocke abfallen.

F. Becke.

**Fr. Schafarzik:** Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Orsova, Jesselnitza und Ogradina. (Jahresber. k. ung. geol. Anst. für 1890. 141—158. 1892.)

Der Bericht bezieht sich auf den südöstlichen Abschnitt jenes Ge-birgstheiles, welcher von Mehadia in SSW.-Richtung herabstreichend von der Donau in einem weit nach S. vorspringenden Bogen umflossen wird. Es werden unterschieden: Krystallinische Schiefer, Dyas-Verrucano, rhätisch-liassische Quarzitsandsteine, Malmkalke, oberes Mediterran (Leitha-kalk), sarmatische Stufe, diluvialer (pliocäner?) Schotter, Alluvium. Sehr interessant sind die Angaben des Verf. über die krystallinischen Schiefer. Dieselben werden nach dem Vorgang von BÖCKH in drei Gruppen (untere, mittlere, obere) gegliedert; für die untere sind Gneisse, für die mittlere Glimmerschiefer mit Granat, für die obere phyllitische Gesteine charakteristisch. Sie treten in mehreren SSW.—NNO. streichen-

den Zügen auf, die scharf gegen einander abgegrenzt sind, z. Th. durch Züge von Eruptivgesteinen. Gesteine der untersten Gruppe: Amphibolite, Amphibolgneisse, Zweiglimmergneisse, Muscovitgneisse mit granitischer Textur bilden den ersten Zug, der die westlich anstossenden Sedimente mit westlichem Einfallen unterlagert. Durch einen Serpentinzug getrennt folgt nach Osten ein zweiter Zug, aus Gesteinen der obersten Gruppe: Phylliten, Grünschiefern, „grünen Gneissen“ und „grobkörnigen grünen Amphibolgneissen“, zuweilen auch krystallinischen Kalken bestehend. Noch weiter östlich kommt abermals ein (dritter) Zug von Gesteinen der untersten Stufe: Granitische Gneisse, Amphibolgneisse und in dessen östlichem Antheil eine deutliche Antiklinale von Granuliten, deren Bänke theils mit Zweiglimmerschiefern, theils mit Gneisschichten wechsellagern.

Sehr interessant erscheint das Vorkommen von Kalksilicat-felsen, welche an zwei Stellen innerhalb dieser Zone beobachtet wurden, welche aus Granat, Epidot und Quarz bestehen und sich auf Kosten von Kalkstein gebildet haben; ganz richtig vergleicht SCHAFARZIK diese Gesteine mit Contactgebilden. Östlich von dem Granulitsattel wiederholen sich dann noch mehrfach Gneiss und Glimmerschiefer, letzterer mit Granat und Staurolith.

Von Eruptivgesteinen wird erwähnt: Granitit, Serpentin, Porphyrit und ein pyroxenitartiges Gestein [Lamprophyr? Ref.]. Eine genauere petrographische Untersuchung wird vom Verf. in Aussicht gestellt.

F. Becke.

---

**G. von Bukowski:** Geologische Forschungen im westlichen Kleinasien. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1892. No. 5. 134—141.)

Der Verf. giebt eine Übersicht seiner Resultate, welche er auf mehreren auf Kosten der Akademie der Wissenschaften in Wien ausgeführten Reisen gewonnen hat, indem er ausführliche Bearbeitung des Beobachtungsmaterialies sich vorbehält. Zweck der Reisen war die Erforschung des südwestlichen Seengebietes. Die Beobachtungen erstrecken sich östlich vom Babadagh bis zur Ebene von Konia. Abgesehen von den verbreiteten neogenen Süß- und Brackwasserbildungen besteht der grösste Theil des sedimentären Terrains aus cretaceischen und alttertiären Ablagerungen, die vom Süden her in zusammenhängender Zone in die Seenregion sich ausdehnen; sowohl im O. als im W. davon kommen ältere Sedimente zum Vorschein. Eine wichtige Rolle spielen jüngere Eruptivgesteine.

Im W. von Baha Dagh und Tchökelez Dagh finden sich als älteste Bildungen granatführende Glimmerschiefer, die nach oben in Graphit-, Piemontit-, Chloritoidschiefer und Quarzite übergehen; concordant folgen darüber fossilere dichte Kalke (vermuthlich palaeozoisch).

Ein wahrscheinlich jüngeres, vielfach mit NW.-Streichen gefaltetes zweigliederiges System aus älteren Phylliten, Thon- und Mergelschiefern, Quarziten und festen Sandsteinen und jüngeren bituminösen plattigen Kalken und Mergelkalken gebildet, ist im östlichen Theil der Seenregion

weit verbreitet, setzt die Antiklinale des Sultan Dagħ zusammen und hat auch im westlichen Theil des Gebietes (Khonas Dagħ) Vertreter. Die Stellung dieses Complexes war weder stratigraphisch noch palaeontologisch zu ermitteln.

Die Kreidebildungen sind durch dichte Rudistenkalke vertreten, den Übergang zum Alttertiär bilden mit unsicherer Grenze Plattenkalke, die mit grünlichen Sandsteinen und Hornstein wechsellagern.

Darüber folgt dann concordant die mächtige Serie der Eocän-Bildungen; die untere fossilreiche Stufe desselben besteht aus Sandstein, Thon- und Mergelschiefern, welche facieell durch Conglomerate vertreten werden; in diesen finden sich Gerölle von Fusulinenkalk, welche auf das Vorkommen von Carbon unter der Decke der Kreide und Eocän-Bildungen hinweisen; die obere Stufe wird von nur stellenweise Nummuliten führenden, dickbankigen Kalken gebildet.

Kreide und Eocän bilden mit im Allgemeinen ebenfalls NW.-Streichen den centralen Theil der Seenregion. Oligocäne Ablagerungen wurden bloss im äussersten SW. angetroffen, bei Davas, der einzigen Stelle, an der sich auch marines Neogen findet, das bereits von TCHIHATCHEFF beschrieben und von SUSS als I. Mediterranstufe gedeutet wurde.

Grosse Verbreitung haben fossilreiche neogene Binnenbildungen, die in zwei facieell verschiedene Typen: Brackwasser- und Süsswasserablagerungen geschieden werden, erstere durch Cardien und Congerien, letztere durch *Planorbis* charakterisirt. Die Sedimente sind nach Material und Korngrösse sehr mannigfaltig. Die Schichten liegen, so wie das marine Neogen von Davas, horizontal und erfüllen die Niederungen eines alten Gebirgsreliefs in bedeutender Mächtigkeit und steigen bis 1000 m Höhe. Ganz local kommt steile Schichtstellung vor, welche auf Lagerungsstörungen sehr jungen Datums hinweist. Eine präcise Altersbestimmung ist von der Untersuchung der Fauna zu erwarten. Die heutigen seichten Süsswasser und Salzseen stellen die Überreste der neogenen Wasserbedeckung dar.

In den cretaceischen und alttertiären Sedimenten finden sich unzählige Aufbrüche von Serpentin, Gabbro und Diorit, welche stellenweise (z. B. Kyzyl Dagħ am Nordufer des Beisheher Giöl) grosse Ausdehnung gewinnen.

Grosse Ausdehnung haben jung eruptive Andesite und Trachyte in Begleitung vulcanischer Tuffe, die sich um vier selbständige Eruptivcentra gruppieren. Das Alter der Eruptionen fällt in die jüngere Tertiärzeit und reicht bis in die Periode der neogenen Süsswasserbildungen.

Eine abgeordnete Untersuchung betrifft die Umgebung von Balia Maaden im nordwestlichen Kleinasien. Fossilfunde im dortigen Minengebiet, die durch NEUMAYR und BITTNER untersucht wurden, hatten Carbon und obere Trias nachgewiesen. Die stratigraphische Untersuchung durch den Verf. liess erkennen, dass marine lichtgraue bis schwarze dichte Kalke, theils mit zahlreichen Brachiopoden, Crinoiden, Korallen, theils mit Schwagerinen und Fusulinen die ältesten Bildungen abgeben; Obercarbon erscheint sichergestellt; ob auch ältere oder jüngere Bildungen vorkommen,

wird erst durch die Bearbeitung des mitgebrachten Materials entschieden werden können. Die Schichten sind stark gefaltet mit NO.-Streichen. Transgredirend liegt über dem Carbon obere Trias mit einem ausgesprochenen Grundconglomerat an der Basis. Die Ablagerung geht nach oben in Sandstein, zu oberst in Schiefer über. Kalkbänke im Conglomerat enthalten die Fauna mit *Spirigera Mazavini*, die Schiefer enthalten Cephalopoden und die der *Halobia rugosa* GÜMBEL nahestehende *H. Neumayri* BITTNER. Die ganze Ablagerung stellt eine Mulde dar, mit NO.-Streichen, übereinstimmend mit der Faltung des Carbons. Im Minengebiet von Balia Maaden sind Andesite weitverbreitet. Die Erze (silberhaltiger Bleiglanz) finden sich am Contact von Eruptivgängen mit Kalkstein. F. Becke.

---

C. Diener: Der Gebirgsbau der Westalpen. 8°. 243 S. Mit 2 Kartenbeilagen. Wien 1891.

Verf. stellt sich die Aufgabe, „zuerst in den Westalpen die in der Structur derselben maassgebenden, tektonischen Zonen aufzusuchen und den Verlauf derselben vom ligurischen Golf bis an die Rheinlinie zu verfolgen, hierauf zu untersuchen, ob und unter welchen Modificationen die eine oder andere der westalpinen Zonen in den Ostalpen ihre Fortsetzung findet, oder ob die Continuität des Streichens daselbst unterbrochen erscheint.“

Es mag bei dem heutigen Stande unserer Kenntniss des geologischen Baues der Westalpen und insbesondere bei den grossen Divergenzen in der Auffassung der Tektonik grösserer Gebiete bei verschiedenen Geologen gewagt erscheinen, an die Lösung einer derartigen Aufgabe heranzutreten, wenn man nicht über langjährige Erfahrungen im Gebiete und eine gleichmässige Kenntniss derselben verfügt, die aber nicht durch einige Sommerbesuche zu erlangen ist; es bleibt aber immerhin die Zusammenstellung des zerstreuten Materiales und die Behandlung desselben unter gemeinsamen Gesichtspunkten ein dankenswerthes Unternehmen, wenn man auch den dabei nöthig werdenden Verallgemeinerungen im Einzelnen nicht immer zuzustimmen vermag. Mit besonderem Nachdrucke wird die Frage der Selbstständigkeit von Ost- und Westalpen, die von vielen Geologen nicht anerkannt ist, behandelt und im Sinne der Trennung dieser beiden Gebirgstheile beantwortet.

Im ersten Abschnitt wird die Structur des italienisch-französischen Alpengebietes besprochen und die Eintheilung LORY's in subalpine Ketten (= äusserer Kalkgürtel) und alpine Ketten (centrale Alpenketten) zu Grunde gelegt. Das ganze italienisch-französische Alpengebiet wird in nachstehende Zonen zerlegt, wobei als Zonen durch gemeinsame Züge des Baues charakterisirte und individualisirte Gebirgsabschnitte bezeichnet werden.

1. Zone der inneren Centralmassen oder Zone des Monte Rosa (Gürtel des Piemont bei DESOR); dieser untergeordnet die wenig bedeutende Zone der Vanoise (Gürtel des Wallis z. Th. bei DESOR).

Es herrscht relativ einfacher Gewölbebau und eine sehr scharfe Trennung von den Gesteinen der

2. inneren Kalk- und Schieferzone der Westalpen oder der Zone des Briançonnais, welche die innere zweite und dritte Zone LORV's umfasst. Die Gesteine des Grundgebirges fehlen hier, die Lagerungsverhältnisse sind ausserordentlich gestört. Diese Zone liegt zwischen den inneren Centralmassen und der

3. Zone der äusseren Centralmassen oder des Montblanc (Gürtel des Dauphiné bei DESOR), die im Osten durch eine 180 km lange Störungslinie begrenzt ist, deren Verlauf sich vom Rhönethal an der Ostseite des Montblanc-Massivs entlang über St. Jean de Maurienne in das Quellgebiet der Durance und südlich bis Vallonise verfolgen lässt. Über den Gneissen und Protogynen mit discordant eingefaltetem Carbon liegen in flacher Lagerung Trias und Jura. Die wesentlichsten Züge der Tektonik in dieser Zone werden durch die vortriadische Zusammenfaltung des Gebirges, die mächtige Sedimentation während Trias- und Liasperiode und endlich durch das Einsinken der jüngeren Sedimente in zahlreichen Grabenversenkungen und seitliches Überschieben derselben bezeichnet, während sie auf den Horsten in flacher Lagerung sich noch befinden.

4. Die Zone der „Chaînes subalpines“ (LORV) oder Kalkzone des Dauphiné ist von der Zone des Montblanc durch eine als antiklinale Aufbruchslinie oder echte Störungslinie scharf markirte Grenze geschieden.

Die Ketten bestehen aus nach W. oder NW. überkippten Faltenzügen; in einzelnen derselben blicken die Trias- und Liasbildungen in klippenartigen Aufbrüchen aus den jüngeren Sedimenten heraus.

5. Die Zone des Chablais besteht aus nach NW. convexen Faltenzügen ebenfalls mit Überschiebungen in W. und NW. und Klippenbildungen. Westlich von ihr folgt

6. die Molassenzone, deren grosse Hauptantiklinale vom Lac d'Annecy durch die Schweiz und Bayern auf eine Erstreckung von 370 km sich verfolgen lässt.

7. Das Juragebirge bildet einen selbstständig entwickelten Zweig der Alpen, aber durch seine südlichsten Ketten wird er mit den Chaînes subalpines, aus denen er hervorgeht, in Zusammenhang gebracht.

Diese einzelnen, kurz charakterisirten Zonen erfahren in den folgenden Abschnitten eine detaillirte Besprechung hinsichtlich ihres gegenseitigen Verhaltens und insbesondere mit Rücksicht auf ihre Fortsetzung in die Ostalpen. Aus dem sehr reichhaltigen, von diesem allgemeinen Gesichtspunkte aus behandelten Materiale ergeben sich folgende Züge.

Innerhalb der grossen Antiklinale der Molassezone, die am Züricher See eine Querverschiebung erfährt, und an die sich in der Mittel- und Ostschweiz noch eine südlichere oft gestörte Antiklinale (Rigi, Speer) anlegt, findet die Zone des Chablais ihre Fortsetzung in den Freiburger Alpen, die ebenfalls das bogenförmige Streichen ihrer Faltenzüge zeigen. Am Thuner See tritt eine Querverschiebung auf; östlich desselben ist die Faltenbildung geringer als westlich. Die Klippenregion südlich des Niesen findet ihre Fortsetzung in den Klippen am Vierwaldstädter See, während der Flyschzone des Niesen mit exotischen Blöcken in verschiedenen Hori-

zonten (oligocäne Eiszeit?) der Pilatus mit mehreren nach W. überschobenen Falten entspricht. Jenseits des Vierwaldstätter Sees keilt sich die Flyschmulde nach O. aus; das Flyschgebiet mit den Klippen von Iberg, von Schwyz grenzt direct an das Molassevorland, und die Pilatuszone hört dort auf; denn der Säntiszug mit ganz anderem Streichen hat keinen tektonischen Zusammenhang damit.

Wo das Nordostende des Massivs der Aiguilles rouges unter den Kalken des Dent de Morcles verschwindet, beginnen die Kalkhochalpen, die hauptsächlich aus Jura und Kreide bestehen und keine krystallinen Schiefer enthalten. Ihre Nordgrenze wird durch eine Dislocationslinie gegen die Aufbruchzone des Chablais gebildet. Hier ist bis zum Lötschenpass die Zone des Montblanc mit den Kalkalpen des Dauphiné zu einer tektonischen Einheit verbunden; erst am Nordrande des Aar-Massivs treten die nördlichen Kalkalpen der Schweiz wieder als selbstständige Vertreter der Kalkalpen des Dauphiné und mit scharf markirter Grenzregion gegen die in den Berner Alpen wieder auftauchenden Gesteine des Montblanc-Massivs auf.

Die intensive Überschiebungszone des Berner Oberlandes mit den grossartigen Einfaltungen von Jurakalken in die Schiefer des Centralmassivs des Montblanc bezeichnet die Grenze; nördlich der eigentlichen Contactzone ist der Bau der Kalkalpen einfacher und besteht aus einem System eng an einander gedrängter, sowohl nach S. wie nach W. geneigter Falten. In den Kalkalpen sind zwei Kettenzüge zu unterscheiden: der nördlichere Brienergrat (Axenstein-Rädertenkette) und eine südlichere Kette mit Windgälle und Engelhörnern, die zum Theil noch zur Contactregion gehört; zwischen beiden liegt ein System von Falten, dem Faulhorn, Urirothstock, Glärnisch angehören, mit stellenweise convergirenden Muldenaxen, so dass Doppelfalten (Rosenlauithal) entstehen können; im Osten schliesst sich der Säntiszug mit an einander gedrängten, SW—NO. streichenden Falten an. Die Verhältnisse in der Churfürstentumskette sind durch die Schichtstörungen östlich vom Walensee complicirter; das Streichen dieser Kette ist W.—O.; aber die Wellen der Gipfelregion streichen SW.—NO; quer zum Streichen geht die Bruchlinie des Rhätikon, und die dem Einbruchfeld des Prättigau entsprechende Grabenversenkung des Seezthales und des östlichen Walensees trennt Churfürsten und Glarner Alpen, über deren Tektonik noch verschiedene Auffassungen herrschen. Die vom Verf. gegebene Darstellung weicht insofern von der Auffassung HEIM's ab, als nicht im Streichen der Glarner Nordfalte der wahre Ausdruck des Streichens der Glarner Alpen angesehen und die von HEIM angenommene Biegung der inneren Ketten nicht anerkannt wird. Das wahre Streichen des Gebirges soll, wie in den ganzen umliegenden Theilen der Kalkzone der Nordostschweiz, SW.—NO. gerichtet und nur local durch Einsenkungen unterbrochen sein.

Für den Zusammenhang von Ost- und Westalpen aber ist von Wichtigkeit, dass die Kalkzone des Säntis in den Vorarlberger Alpen weiter geht und damit der Zusammenhang der Kalkzone der Ostschweiz mit den Kreide- und Flyschzonen des Bregenzer Waldes hergestellt wird. Durch

das Silvretta-Massiv findet östlich des Rheines eine Ablenkung der Ketten auf kurze Strecken hin nach W. statt. Zwischen diese Ketten, welche die Fortsetzung der Zone des Dauphiné und der Kalkalpen der Nordschweiz bilden, und das Centralmassiv der Silvretta schiebt sich hier eine neue Zone ein, die nördliche Kalkzone der Ostalpen, welche jene Zone von den Centralmassiven abdrängt.

Die Schilderung des Aar-Massivs zeigt, dass die zwischen demselben und dem Massiv des Montblanc auftretenden Sedimentgesteine auch in demselben noch in mehreren eingefalteten Mulden (Kalchthal, Fernigen) vorkommen und sie einst eine vollständige Decke über demselben bildeten. Wie Montblanc und Aiguilles rouges, so bilden auch Aar- und Gotthard-Massiv ein Zwillingsmassiv, in dessen Mitte eine tektonische Linie mit Juraeinfaltungen (Urseren-Mulde) verläuft. Im Osten sinken die Gesteine dieses Zwillingsmassives unter die Phyllite und Kalke des Windgällenzuges, die ein System nach Norden überschobener Falten bilden und am Rheine ihre östliche Grenze erreichen. Bei Flims und Ilanz liegen die letzten Ausläufer des Gotthardmassives, dessen Fächerstellung östlich bis zum Lukmanier reicht. Wie am Montblancmassiv, so begleitet auch die Südgrenze des Gotthardmassives die Zone des Briançonnais, deren Grenze auch hier durch eine tektonische Linie bezeichnet wird.

In den penninischen und lepontischen Alpen zieht die Zone des Briançonnais an der Südgrenze der Centralmassive des Montblanc und Finsteraarhorn nach Osten; die Zone ist schmal, Südfallen herrscht vor, und die Südgrenze wird durch die Überschiebungen der Walliser Alpen bezeichnet. Im westlichen Theile sind es hochkrystalline Gesteine von zum Theile jungem Alter (Schistes lustrés, Glanzschiefer, Nufenen-Schiefer etc.); auch vom Gotthardmassiv, das sie vom Adula-Massiv trennt, ist diese Zone an der Bedretto-Mulde aus Norden überschoben; dort wird sie aus den Gesteinen der Bündner Schiefer vorwiegend gebildet und erstreckt sich noch mit sehr complicirten Lagerungsverhältnissen östlich über den Rhein zum Piz Riein bis Reichenau.

Die grossen krystallinen Massive, welche im Süden der Zone des Briançonnais die Zone der inneren Centralmassive bilden, sind grosse Gewölbe, die an der Westgrenze noch von secundären Aufwölbungen begleitet sind. Um den Gneisskern in der Monte Rosa-Gruppe liegt ein Mantel von Glimmerschiefer und Gesteinen der Kalkphyllitgruppe; die Fundamentalgneisse tauchen allseitig unter den jüngeren Schiefermantel hinab. Auch der Simplon, als östliche Fortsetzung der Centralmasse des Monte Rosa, bildet ein einfaches regelmässiges Gewölbe.

Die Grenze gegen die Glanzschiefer des Briançonnais ist durch Überschiebungen bezeichnet; aber auch im Innern der Zone kommen Überschiebungen vor.

In dem Monte-Rosa-Massiv wechseln Gneiss und Glimmerschiefer und bedingen dadurch einen Unterschied gegen die Centralmassen in den Ostalpen, wo diese scharf getrennt liegen; die Quarzphyllitgruppe der Tyroler Alpen fehlt in den Westalpen überhaupt ganz. Die Parallelisirung

der einzelnen Gneisshorizonte ist aber noch mit grossen Schwierigkeiten verknüpft. Die Gneisse des Tessin als östliche Fortsetzung der Simplongneisse haben in der Mitte flache Lagerung; im N. und S. aber sind Störungen mit Überschiebungen der Bedretto-Mulde im Norden. Die Kalkphyllite bilden ein Gewölbe, das nach O. gegen das Adula-Massiv hin langsam versinkt; das Tessinthal bildet die Grenze, und im Adula-Massiv geht das Streichen quer auf das der Tessiner Alpen. Das Val Blegno bezeichnet eine Überschiebungslinie des Adulamassivs mit Einfallen nach O. und ONO. quer auf das Streichen der Tessiner Berge. Eine zweite solche Störung liegt weiter im Osten, und ein Phyllitstreifen ist in eine Grabenversenkung eingeklemmt, die von O. her überschoben wurde; aus diesen tektonischen Verhältnissen geht die Selbstständigkeit des Adulasystems gegenüber den Tessiner Alpen hervor.

Das Adulamassiv selbst setzt nach S. an einer Spalte ab; die südlich davon liegenden Schichten stehen steil; in einer grossen Grabenversenkung liegen die Amphibolite (Diorite, Syenite) des grossen Amphibolzuges von Ivrea, der von O.—W. streicht und bei Ivrea den Rand der piemontesischen Ebene erreicht, den weiter nach Süden die krystallinen Gesteine des Massivs des Gran Paradiso aus der Zone der inneren Centralmassive bilden. Die regelmässigen Gewölbe der penninischen und leponthischen Alpen setzen sich im Süden mit Flexuren und Verwerfungen gegen die Amphibolitzone ab; auch der Südrand der letzteren ist eine Störungslinie gegen die südlich auftauchenden Antiklinalen der Gneisse der Zone des Seengebirges. Zwischen der Zone von Ivrea und der südlichen Kalkzone liegt die einheitliche krystalline Zone des Veltlin, die genetisch und tektonisch von den Westalpen schon verschieden ist. Es sind hier die Anzeichen einer postcarbonischen Faltung vorhanden, die in der Monte-Rosa-Zone fehlt, und tektonisch sind Überschiebungen nach S. vorhanden. Grosse Querstörungen bezeichnen die Region der oberitalienischen Seen. Innerhalb der Zone des Veltlin wird durch die beiden nach O. auseinandertretenden Bernina- und Silvretta-Massive das Ende der Ostalpen bezeichnet; die Streichrichtungen von Bernina- und Adulagruppe stehen fast senkrecht aufeinander. Durch die mesozoischen Bildungen der Ortlergruppe, welche sich zwischen Bernina- und Silvrettagruppe einschieben, wird ein stratigraphischer, aber kein tektonischer Zusammenhang dieser Trias mit der des Vorarlberg herbeigeführt.

Wie im nördlichen Rhätikon, so biegt auch in der Silvrettagruppe das Streichen von O.—W. in NO.—SW. und endlich in N.—S.-Richtung um: es vollzieht sich eine allgemeine Umbiegung der Ketten der Ostalpen in meridionaler Richtung.

Das Bruchfeld des Prättigau mit eingeklemmten Jura- und Kreideschollen unterbricht die sehr eng zusammengedrückten Ketten bis zum eigentlichen Adulamassiv, welche alle nach W. und NW. überschoben sind. Mindestens vier solcher überschobenen Ketten befinden sich hinter einander; der Zusammenhang des Adulamassivs mit dem Prättigau und den nördlichen Kalkalpen ist ein sehr enger, und die Discordanz zwischen den

palaeozoischen und mesozoischen Bildungen setzt eine Faltung im Carbon-Perm voraus, welche der Monte-Rosa-Gruppe durchaus fehlt. Es geht aus Allem hervor, dass das Adulamassiv kein tektonisches Glied der Westalpen ist, sondern zu den Ostalpen gehört; es gehört mit dem Rhätikon zu einem Bogen; westlich und östlich davon ist eine heteropische Entwicklung der Trias; die westlichste Grenze der ostalpinen Triasentwicklung liegt in den Adulaketten. Die helvetische Entwicklung des Jura greift noch auf den Aussenrand der Triaszone und des Silvretta-massivs über; die Kreide dagegen geht noch in das Innere des Prättigau und Rhätikon und an das Grundgebirge der Silvretta. Auf beschränktem Raume findet also ein Übergreifen der helvetischen Jura- und Kreidebildungen in das Gebiet der Ostalpen statt.

Eine Übersicht der besprochenen Verhältnisse der Structur der Westalpen und ihrer Beziehungen zu den Ostalpen zeigt Folgendes: In den Westalpen sind zwei concentrische Zonen mit krystallinen Gesteinen vorhanden: 1. die Zone des Monte Rosa mit geschlossenen Centralmassen, einfachen Gewölben, im Osten mit Überschiebungen nach W. und Bruchrand gegen die oberitalienische Ebene. 2. Die Zone des Montblanc mit aufgelösten Centralmassen, sehr intensiver Faltung, Fächerstructuren; reicht von den Seealpen bis zum Gotthardmassiv und zeigt im nordöstlichen Theile posteocäne Faltungen, im südwestlichen dagegen nicht. Zwischen beiden liegt die Zone des Briançonnais von der Maurienne bis zum Rhein mit intensiver Faltung, Senkungs- und Überschiebungsbrüchen, im Südwesten mit Perm und Trias, im Nordosten auch Jura und Eocän. Der innere Rand wird vom Monte-Rosa-Massiv, der östliche vom Adulamassiv überschoben.

Die äusseren sedimentären Zonen sind nicht concentrisch, sondern lösen sich gegenseitig ab. Energische Faltung der bis zum Rhät zurückreichenden Sedimente ist ihnen eigen.

Der Sedimentgürtel der Seealpen, die Zone des Dauphiné und des Jura sind drei Gürtel um das Montblancmassiv; der Gürtel des Dauphiné schmiegt sich direct an dasselbe an und setzt sich in der Kalkzone der Schweiz und der Flyschzone der Ostalpen fort.

Die Zone des Chablais geht von der Arve bis zur Limmat und wird von der Antiklinale der Molasse als äusserem Saume der Alpen vom Genfer See bis zur Iller begleitet.

Demgegenüber sind in den Ostalpen folgende Zonen:

1. Die südliche Kalkzone (Mesozoicum und Tertiär).
2. Die Zone des Veltlin (Gneisse und Glimmerschiefer mit Änderung der Streichrichtung von W.—O. nach SW.—NO.).
3. Der Amphibolzug von Ivrea in einem Grabenbruch.
4. Die Zone des Bernina.
5. Die Zone zwischen Bernina und Silvretta mit Ortler (Unterengadin etc.).
6. Die Zone der Silvretta (krystalline Schiefer und Granit).
7. Die nördliche Triaszone.

Es finden demnach die krystallinen Zonen der Westalpen keine Fortsetzung in den Ostalpen, die Kalkzone der Schweiz allein geht bis in die

Ostalpen weiter. Die natürliche Grenze dieser beiden Alpengebiete geht von Kempten durch das Rheinthal — Val Blegno — über Locarno und erreicht bei Ivrea die oberitalienische Tiefebene.

Der Aussenrand der Alpen wird von verschiedenen Elementen gebildet; ebenso schneidet der Rand des Senkungsfeldes im Innern die verschiedenen Zonen in spitzem Winkel ab.

Ganz im Süden findet die Verbindung mit dem Appenin durch die Zone des Briançonnais statt. Die tyrrhenische Axe desselben würde der Zone des Montblanc entsprechen.

Die nach W. gefalteten provençalischen Gebirge stehen den alpinen Ketten schroff gegenüber (Montagne de Lure). Die Grenze zwischen dem Gebirgssystem der Pyrenäen und dem alpinen liegt zwischen der noch nach W. gefalteten Hauptantiklinalen und der nach S. gefalteten nördlicheren Antiklinalen der Montagne de Lure.

Die Geschichte des Zusammenschubes der Alpen zeigt drei grosse Phasen der Faltungen.

Die permische Faltung ist besonders im Centralmassiv des Montblanc ausgeprägt, wo der Lias discordant über steilgestelltem Grundgebirge und Carbon liegt. Im Massiv des Monte Rosa ist die permische Faltung nicht nachzuweisen. Auch in den Ostalpen fand eine starke postcarbonische Faltung statt; im Engadin liegen die Trias, in den Stubaier Alpen der Lias und in den Südalpen die permischen Porphyre des Luganer Sees discordant über den Gneissen.

Schon im Perm ist die Anlage zweier bogenförmiger Gebirgsstücke unverkennbar; eines entspricht der Zone des Montblanc, das andere der Centralzone der Ostalpen. Die Faltungen lagen an der Grenze von Carbon und Perm, stellenweise etwas später, z. B. in Graubünden, wo erst die Trias discordant auf den älteren Bildungen liegt. Ältere Faltungen als die des Carbon sind nicht nachgewiesen.

Die zweite Faltungsperiode, die cretaceische, betraf besonders die Ostalpen; die obere Kreide liegt discordant über der gefalteten Trias, und die Bildungen der Gosau folgen den Störungslinien; auch in Südtirol liegen die Hauptstörungen zwischen unterer und oberer Kreide. In den Westalpen tritt am Säntis die Discordanz schon im Gault, in den Freiburger Alpen, der Zone des Chablais und Dauphiné erst mit dem Eocän ein. Auch in der Zone des Briançonnais liegt eine scharfe Discordanz zwischen dem Eocän und den älteren Sedimenten.

Die dritte, miocäne Faltungsperiode ergriff nicht die gesammten Alpen, z. B. nicht die südwestlichen Theile der Zone des Montblanc, wohl aber die nördliche Kalkzone, Flyschzone, südliche Kalkzone, fast die ganzen Westalpen, Zone des Aar-Massivs, Adula, Monte Rosa.

Die Faltungen begannen im Miocän und hielten an bis ins Pliocän. Die Störungen traten mehrfach nach einander ein; jüngeres Tertiär liegt discordant über dem Miocän in der südlichen Kalkzone.

Dieser letzten Faltungsphase ist die Aufrichtung des ganzen Gebirges zuzuschreiben; nur ist ihre Wirkung eine verschiedene im Osten

und Westen des Montblancmassives. Alle Bewegungsrichtungen liegen im gleichen Sinne. Die Überschiebungen und Wechselflächen liegen auf den Aussenseiten, ebenso die Doppelschlingen.

Die Ost- und Westalpen haben nur die nördliche Kalkzone als gemeinsames Glied; alle anderen Ketten stossen aufeinander; die südliche Kalkzone der Ostalpen hat kein Aequivalent in den Westalpen, wo es sich an Stelle der Zone des Monte Rosa finden müsste. **K. Futterer.**

## Archäische Formation.

1. **Fr. Graeff:** Granit und Gneiss im südlichen Schwarzwald. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. XLIV. 533—539. 1892.)

2. —, Versuch einer Gliederung des Gneiss im südlichen Schwarzwald. (Ibid. 539.)

1. Im südlichen Schwarzwald an der Bärhalde unweit Todtnau-Titisee, am Blauen, am Belchen, an den Culmgebieten von Lenzkirch und Schweighof-Schönau u. a. O. kommen nächst grossen Granitmassen parallelstruirte oder schieferige, gneissähnliche Gesteine von granitischer Zusammensetzung vor, die vielfach als Gneiss angesehen und kartirt wurden. Dieselben sind aber nach Ansicht des Verf. ursprünglich massige granitische Gesteine gewesen, deren Parallelstructur durch Gebirgsdruck erzeugt wurde, sei es, dass sie in Form von Gängen im Gneiss oder als randliche Partien grosser Granitmassen auftreten. Von den Gängen weisen die annähernd senkrecht zur Druckrichtung streichenden die stärkste Pressung und Veränderung auf. Die stark parallelstruirten Randzonen der im Innern normalen Granitmassive zeigen diese Erscheinung und Structur deshalb verschieden stark, weil bei seitlichem Druck die mechanische Wirkung da am grössten ist, wo Gesteine von verschiedener Festigkeit und Elasticität sich berühren. Wirkungen von solchem Gebirgsdruck werden, wie in anderen Gebieten, auch im Schwarzwald da auftreten, wo mechanische Störungen vorgekommen sind. Die Mikrostructur der gepressten Gesteine ist sehr charakteristisch. Am Quarze macht sich die Druckwirkung besonders geltend durch Auflösen seiner Körner in ein Aggregat derselben und eine Anordnung dieses in spindelförmigen Umrissen oder durch Anschmiegen desselben an und um die zerrissenen Feldspathkörner.

2. Verf. hat in der Gegend von Freiburg i. B., im Murgthal, im Albthal und an den zwischen diesen Thälern liegenden Höhen wesentlich dieselbe Gliederung der Gneissgesteine nach ihrer Entstehung darthun können, wie SAUER im nördlicheren Schwarzwald. **Chelius.**

**U. S. Grant:** The Stratigraphical Position of the Ogishke Conglomerate of Northeastern Minnesota. (Amer. Geologist. X. 4. 1892.)

Das fragliche, in der Umgebung des Lake Superior sehr verbreitete, grobe Conglomerat, über dessen Alter die Ansichten der ortskundigen Geologen noch sehr auseinandergehen, wird vom Verf. als ein Glied des „Keewatin“ angesehen, einer mächtigen, aus Grünsteinen, Grauwacken, Thonschiefern und Phylliten bestehenden, dem oberen Theile des Urgebirges angehörigen Gesteinsfolge.

Kayser.

### Palaeozoische Formation.

F. Počta: O geologickém profilu v nádraží e. k. státní dráhy cí. Františka Jeseфа v Praze. (Über ein geol. Profil am Bahnhof der Kaiser Franz-Josefs-Staatsbahn in Prag.) (Veštn. král. česk. společnosti nauk. 1892. 476—480.)

Gelegentlich einer Erweiterung des besagten Bahnhofes wurden in bedeutender Mächtigkeit Schiefer der Stufe 2a (Dd 1  $\gamma$  BARR.) entblösst, in welchen nebst nicht näher bestimmbareren Encrinitenstielen in mehr minder zahlreichen Exemplaren gefunden wurden: *Placoparia Zippei* BOECK sp., *Dalmania atava* BARR., *Asaphus nobilis* BARR., *Aeglina redi-viva?* BARR., *Ogygia* sp., *Murchisonia* sp., *Straparollus* sp., *Cyclora* sp., *Hyalolithus* sp., *Lingula impar* BARR., *Lingula Feistmanteli??* BARR., *Strophomena primula* BARR. Das liegendste Glied dieses Profiles im Weichbilde Prags sollen Diabastuffe bilden.

Katzer.

Th. Tschernyschew: Materialien zur Kenntniss der devonischen Fauna des Altais. (Sonderabdr. a. d. Verhandl. d. kais. Miner. Ges. St. Petersburg. 1893. 40 S. u. 4 Taf.)

Die hochinteressante, hier beschriebene kleine Fauna stammt von der Krjukowsk-Grube im südwestlichen Altai und wurde dem Berginstitut durch den früheren Director des altaischen Bergdistrictes, J. EICHWALD, übergeben. Sie tritt dort in röthlichen und grauen Kalksteinen auf, die als untergeordnete Bildung in Grauwackenschiefern erscheinen.

Beschrieben werden: *Phacops altaicus* n. sp. (nahe verwandt *Ph. fecundus major* und *Ph. Potieri*), *Harpes reticulatus* CORDA, *Bronteus sibiricus* n. sp., *Bronteus* sp., *Proetus Oehlerti* BAYLE, *Proetus sibiricus* n. sp., *Proetus* sp., *Dalmanites* sp. [?], *Goniatites lateseptatus* BEYR., *Orthoceras albense* n. sp., *Orthoceras* sp., *Platyceras disjunctum* GIEBEL n. var. *altaica*, *Meristella ypsilon* BARR., *M.?* *altaica* n. sp., *Whitfieldia tumida* DALM., *Athyris undata* DEFR., *Spirifer sibiricus* n. sp., *Sp. altaicus* n. sp., *Strophomena solaris* BARR. (?), *Chonetes embryo* BARR.

Eine ganze Reihe dieser Arten kommt auch in Böhmen (F<sup>2</sup>—G<sup>3</sup> BAR-RANDE), in den Harzer Hercynkalken, bei Greifenstein, Néhou u. s. w. vor. Verf. rechnet daher die Fauna zum Unterdevon und parallelisirt sie den rheinischen Coblenzschiefern. Wir selbst tragen kaum ein Bedenken, sie dem bekannten Kalk von Greifenstein gleichzustellen.

Kayser.

**F. Loewinson-Lessing:** Les Ammonées de la Zone à *Sporadoceras Münsteri* etc. Mit einer Tafel. (Bull. Soc. belge de géologie VI. 15—25. 1892.)

Es wird hier eine ziemlich reiche Fauna von Clymenien und Goniatiten beschrieben, die in den Guberlinskischen Bergen, den südlichsten Ausläufern des Ural, im Gouvernement Orenburg, vom Verf. und seinem Begleiter KRASNOJARTZEW gefunden wurden. Neben einigen neuen Species treten dort eine ganze Reihe wohlbekannter Arten unserer Clymenienkalke auf, wie *Clymenia undulata*, *annulata*, *angustiseptata*, *laevigata*, *Dunkeri*, *speciosa* u. a., sowie *Goniatites Münsteri* und *linearis* auf.

Eine weitere Veröffentlichung über diese interessante Auffindung wird vom Verf. in Aussicht gestellt.

Kayser.

**C. H. Gordon:** On the Keokuk Beds at Keokuk, Iowa. (American journal of science. ser. III. Bd. 40. 1890. 295.)

Das Profil der Keokuk-Schichten an der Örtlichkeit, von der sie den Namen tragen, ist das folgende von oben nach unten.

## II. Geoden-Schichten.

- |  |     |
|--|-----|
| 13. Feine, blaue, sandige Lage. Crinoidenschicht No. 3. Ähnlich den sandigen Crinoidenlagen von Crawfordville. 17 Arten Poteriocrinidae, <i>Batocrinus lagunculus</i> HALL, <i>B. intermedius</i> W. u. S., <i>B. similis</i> H., <i>B. originarius</i> W. u. S., <i>B. mundulus</i> H., <i>Taxocrinus Wortheni</i> H. . . . . | 6"  |
| 12. Rauhe Schiefer, meist zersetzt, mit Geoden von 1—4" Durchmesser . . . . .  | 15' |
| 11. Kalkige Schiefer, gelegentlich mit Kalkbänken . . . . .  | 20' |
| 10. Harte Kalksteine . . . . .   | 2'  |
| 9. Blaue Thonschiefer, ohne Geoden . . . . .   | 2'  |

## I. Kalkige Schichten.

- |  |      |
|--|------|
| 8. Hellgraue Kalke, am Ausgehenden gelb. Crinoidenschicht No. 2 ( <i>Dorycrinus</i> -Schicht) mit <i>Batocrinus Nashvillae</i> TR., <i>B. biturbinatus</i> H., <i>Dorycrinus Mississippensis</i> ROEM., <i>Agaricocrinus Wortheni</i> H., <i>A. americanus</i> , <i>Archimedes Oweniana</i> H. . . . . | 1—2' |
| 7. Dünngeschichteter blauer Kalk . . . . .   | 3—5' |
| 6. Blauer Kalk mit Kieselknollen. Fischschicht No. 2 . . . . .   | 2—4' |
| 5. Blauer, halbkrySTALLINISCHER Kalk, in 6—12" dicken Schichten, wechselnd mit dünnen Schieferlagen. <i>Spirifer Keokuk</i> ist in einzelnen Klappen häufig . . . . .  | 8—15 |
| 4. Weisser oder hellgrauer Kalk, sog. White Ledge der Arbeiter . . . . .   | 4'   |
| 3. Unreiner, schieferiger Kalk, mit Streifen von Kiesel . . . . .  | 6'   |
| 2. Hellgrauer Kalk, Crinoidenschicht No. 1. Sehr viele Arten.  |      |

- Agaricocrinus americanus* ROEM., *Batocrinus lagunculus* HALL, *Platycrinus Saffordi* etc. . . . . 6"—1'  
 1. Blauer, halbkrySTALLINISCHER Kalk, gelegentlich mit Zähnen von *Chinonodus* . . . . . 3'

Übergangs-Schichten.

- Dünngeschichtete Kalke mit Kieselstreifen . . . . . 6"

Schichten No. 4 lieferte das Material zu dem berühmten Mormonentempel in Nauvoo.

Ein Vergleich mit den Crinoidenschichten von Crawfordville Ind. ergibt nur 5 gemeinsame Arten, von 69 bei Keokuk und 32 bei Crawfordville vorkommenden und 128 auf 29 Gattungen vertheilt, die aus diesen Schichten überhaupt bekannt geworden sind. Holzapfel.

C. F. Parona: Brevi notizie sulla Fauna carbonifera del Monte Pizzul in Carnia. (Bolletino della società geologica italiana. Bd. IX. 1890. 56.)

Die Schichten des Monte Pizzul bestehen aus einem Wechsel von weissen und rothen Kalken auf der Nordseite und aus glimmerigen Quarzsanden auf der Südseite. Mit letzteren treten thonige und kohlige Schiefer auf. Auch finden sich Kalkschiefer mit Fusulinen. Die Versteinerungen der carbonischen Schichten des Monte Pizzul sind die folgenden: *Phillipsia* sp. indet. (sehr nahe der *Ph. Derbyensis* MART.), *Orthoceras calamus* DE KON., *Loxonema* cf. *scalaroideum* PHIL., *L.* cf. *gracile* DE KON., *L. gradatum* DE KON.?, *Naticopsis* sp. n., *Schizostoma (Euomphalus) catillus* MART., *Phymatifer?* *cellensis* DE KON.?, *Ph. tuberosus* DE KON., *Microdoma serrilimba* PHIL., *Turbina* sp., *Turbiniopsis* sp., *Bucania textilis* DE KON., *Eufemus Urii* FLEM., *Murchisonia angulata* PHIL., *M.* sp. n., *M.* sp. indet., *Mourlonia* sp., *Entalis prisca* MNSTR.?, *Edmondia* cf. *sculpta* DE KON., *Cypricardella* sp. indet., *Protoschizodus* sp., *Conocardium* sp. n., *Rhynchonella pleurodon* PHIL., *Spirifer striatus?* MART., *Sp. bisulcatus* Sow., *Streptorhynchus crenistria* PHIL.?, *Productus Flemingi* Sow., *Pr. giganteus* MART., *Pr. semireticulatus* MART., *Pr. punctatus* MART., *Ascopora* cf. *rhombifera* PHIL. sp., *Fenestella veneris* FISCH., *Archaeocidaris* sp. indet., *Actinocrinus?* sp., *Platycrinus* sp., *Poteriocrinus?* sp., *Zaphrentis* cf. *patula* MICH., *Amplexus* cf. *coralloides* Sow., *Cladochonus Michelini* E. u. H., *Syringopora* sp. indet., *Fusulina cylindrica* FISCH., *F.* cf. *constricta* EHR.

• Holzapfel.

A. Slavik: Die Ablagerungen der permischen Formation bei Vlašim. (Sitzungsber. kgl. böhm. Ges. d. Wiss. 1892. 60.)

Die 1868 durch KREJČI bekannt gemachte und später von HELMHACKER genauer beschriebene kleine Permablagerung bei Wlaschim (Vlašim) in Böhmen besitzt nach Verf. einen grösseren Umfang als bisher angenommen

wurde und wird durch den Gneissrücken des Kladinawaldes in zwei Theile getrennt, von welchen der südlichere als Becken von Chobot, der nördlichere als Becken von Meštec̃ko bezeichnet wird. Ersteres umfasst nicht ganz 2 km<sup>2</sup>, letzteres ist 2½mal so gross. Die geognostischen Verhältnisse sind in beiden Theilen übereinstimmend, so wie sie HELMHACKER für die Choboter Partie angegeben hat, jedoch wurde in letzterer bis jetzt kein Kohlenflötz erschürft, während bei Chobot das Flötz mit den Zwischenmitteln eine Mächtigkeit von 2 m besitzen soll. Verf. ist geneigt beide Ablagerungstheile für selbstständige Becken anzusehen und vermuthet dasselbe von allen übrigen, über Südböhmen verstreuten, kleinen Permablagerungen.

Katzer.

## Triasformation.

Siegfried Passarge: Das Röth im östlichen Thüringen. Inaugural-Dissertation der Universität Jena. Jena 1891.

Die Abhandlung bringt den sehr verdienstvollen Nachweis, dass eine Gliederung des Röthes in Thüringen sehr wohl möglich ist und sich sowohl petrographische wie palaeontologische Horizonte erkennen lassen. Die im Hinblick auf die Arbeiten von E. E. SCHMID bedeutenden Erweiterungen unserer Kenntnisse beziehen sich hauptsächlich auf das Saaletal von Jena bis Rudolstadt, seine Nebenthäler und auf die Umgebung von Nebra im Unstruthal. Die Ergebnisse der Gliederung sind folgende:

„1. Oberes Röth: rothe Mergel und Sandsteinschiefer nebst Gypsschieferbänken mit mehr oder weniger constanten Dolomitbänken mit *Myophoria vulgaris*.“ Oben herrschen graugrüne Mergel mit petrefactenreichen Dolomiten vor, unten rothe Mergel mit Fasergyps, Gypsschiefer und Sandstein. Quarzite mit hellgrünen Mergeln fehlen hier. Eine ziemlich constant auftretende Gypsschieferbank wurde als oberste Grenze angesehen. Mächtigkeit 10 m.

„2. Mittleres Röth: rothe Mergel mit grünlichen Quarzitbänken und mehreren constanten Horizonten von Knollengyps. *Myophoria costata* in manchen Quarziten.“ Mächtigkeit 40—50 m. Die Abtheilung lässt sich in 2 Etagen zerlegen:

- b) obere. Rothe Mergel mit Knollengyps, Terrassen bildend, und mit charakteristischen Quarzitbänken in grünen Mergeln, 20 m mächtig.
- a) untere. Rothe Mergel mit vielem Sandsteinschiefer und vereinzelt grünen Mergeln, Gypsmergel und Gypsschiefer, 20—30 m mächtig.

„3. Unteres Röth:

- c) Zone der *Beneckia tenuis*: grüne Mergel mit fossilreichen Dolomitbänken, welche z. Th. *B. tenuis* führen.“ Hier wurden 8 Horizonte (theils Sandsteine, theils Dolomite) verfolgt, deren oberster die bekannte *Rhizocorallium*-Bank darstellt. Mächtigkeit 16 m.
- b) Zone der fossilfreien Gypse: späthige porphyrische und schieferige Gypse.“ Sie lagern unmittelbar auf dem Sandstein der Unterlage und werden nicht über 20 m mächtig.

- a) *Chirotherium*-Sandstein, gewöhnlich zum mittleren Buntsandstein gerechnet.

Der Vergleich dieser Gliederung mit den in der Gegend von Halle bestehenden Verhältnissen hat ergeben, dass sich das Röth hier und bei Eisleben ebenfalls in die 3 Abtheilungen zerlegen lässt. Am südlichen Harzrand besitzt das untere Röth sehr mächtige Gypslager, aber wenig Dolomite, die überhaupt nach Westen abnehmen, das mittlere ist wie im Saaletal entwickelt, und das obere lässt sich nirgends ausscheiden. Auch südlich des Thüringer Waldes kann die Gliederung der Jenaer Gegend durchgeführt werden. In Hessen dagegen scheint das untere Röth zu fehlen, die vorhandenen Schichten besitzen den Charakter der mittleren Abtheilung; das obere Röth ist angedeutet.

Hinsichtlich der Entstehung wird das Röth als eine marine Ablagerung bezeichnet, und zwar im Wesentlichen eines flachen Meeres (Sandsteine und Gypse am Strand, Mergel im Innern). Die Fauna ist im unteren und oberen Röth am reichsten, im mittleren sehr arm, im Ganzen aber, *Myophoria costata* ausgenommen, dem Muschelkalk entsprechend.

A. Leppla.

v. Mojsisovics: Die Hallstatter Entwicklung der Trias. (Sitzungsber. der kaiserl. Akademie der Wissensch. in Wien. Bd. CI. 1892.)

Für die Gliederung der Hallstatter Trias war bisher die Voraussetzung maassgebend, dass die Gesamtheit der Hallstatter Kalke über den Zlambachschichten, der obere Muschelkalk in der Facies der rothen Kalke der Schreyeralm unter den Zlambachschichten liege. Den höchsten Horizont der Hallstatter Kalke bildeten alsdann die den Raibler Schichten entsprechenden Kalke mit *Trachyceras Aonoides*.

Im Laufe der letzten Jahre hat nun Verf. die Überzeugung gewonnen, dass bei normaler Lagerung die Hallstatter Kalke nicht eine geschlossene, continuirliche Folge über den Zlambachschichten bilden, sondern dass die letzteren eine heteropische Einlagerung in jenen darstellen. Die jetzt angenommene Altersfolge der verschiedenen Faunenhorizonte der Hallstatter Entwicklung giebt folgende Übersicht:

- |   |                       |
|---|-----------------------|
|   | Hangend: Unterer Lias |
| 1. Fossilarme Kalke   | Rhätische Stufe       |
| 2 <sup>1</sup> . Linsen mit <i>Cyrtopleurites bicrenatus</i> (Sommerau-<br>kogel, Pötschen, Sandling) | } Juvavische Stufe    |
| 3. Graue Kalke mit <i>Pinacoceras Metternichi</i> (Stein-<br>bergkogel, Leisling, Rossmoos u. s. w.)  |                       |
| 4. Zlambachschichten  |                       |
| 5. Rothe Gastropodenkalklinsen mit <i>Sagenites Giebeli</i><br>(Leisling, im Gföhl-Graben)            |                       |

<sup>1</sup> Die Stellung von 2 ist noch nicht ganz sicher.

- |  |   |                 |
|--|---|-----------------|
| 7. Linse mit <i>Thisbites Agricolae</i> (Vorder-Sandling)  | } | Karnische Stufe |
| 8. Zone des <i>Tropites subbullatus</i><br>a) oberes Niveau (Raschberg)<br>b) unteres Niveau (Vorder-Sandling)                     |   |                 |
| 9. Zone des <i>Trachyceras Aonoides</i><br>a) Linsen mit <i>Trachyceras Aonoides</i><br>b) Linse mit <i>Trachyceras austriacum</i> | } | Norische Stufe  |
| Faunistisch nicht vertreten  |   |                 |
| 10. Zone des <i>Ceratites trinodosus</i> (Schreyeralpe, Schlinghöhe)   | } | Muschelkalk     |
|  |   |                 |
- Liegend: Werfener Schiefer

Wir bemerken, dass also die norische Stufe in dem Hallstatter Gebiete, welches für dieselbe als classisch galt, ganz in Wegfall kommt und für die oberen Glieder der Hallstatter Entwicklung eine neue Stufe, die juvavische, eingeschoben wird.

Die Mittheilung enthält ausserdem noch Hinweise auf die ausserordentlich gestörte Lagerung im Hallstatter Gebiet und die eigenthümliche Art des Vorkommens der Versteinerungen.

Angehängt ist eine Tabelle über die vorherrschenden oder wichtigeren Faciesgebilde in der gesammten Trias der Nord- und Südalpen, aus der zu ersehen ist, dass die neue juvavische Stufe den grösseren Theil des Hauptdolomit, Dachsteinkalk u. s. w. umfassen soll, aber ausserhalb des Hallstatter Gebietes noch keine tabellarisch darstellbare Vertretung hat. Im Text wird allerdings angegeben, dass Ammonitenfunde im unteren Dachsteinkalke und in der Korallenriff-Facies desselben im Salzburgischen und dem Dachsteingebiet, ferner bei Auronzo in den Südalpen, darauf hindeuten, dass die juvavische Stufe auch in anderen Gebieten als dem Hallstatter sich wird nachweisen lassen.

Die neue Gliederung wirkt allerdings auf den ersten Anblick sehr überraschend, bei näherer Betrachtung wird man jedoch zur Überzeugung des Verf. kommen, dass dieselbe „nach vielen Richtungen hin einen klärenden und umgestaltenden Einfluss“ üben wird. Umgestaltend allerdings in erster Linie für Hallstatt!

Benecke.

## Juraformation.

**Emil Böse:** Die Fauna der liasischen Brachiopodenschichten bei Hindelang (Algäu). (Jahrb. d. geolog. Reichsanst. Wien. 1892. 42. Bd. Heft 4. 627. Mit 2 lithogr. Tafeln.)

In der Gegend von Hindelang lagern auf dem Hauptdolomit anscheinend concordant grauweisse Kalke mit Crinoiden und Brachiopoden. In einer verworfenen Scholle des letzteren Gesteins fand Verf. *Arietites Hartmanni*, welcher Ammonit die Zugehörigkeit zu einer tieferen Liaszone, wahrscheinlich der *Tuberculatus*-Zone OPPEL's, beweist. Dieses Liasgestein sieht äusserlich dem Dachsteinkalk sehr ähnlich, und die Schicht

ist wahrscheinlich gleichalterig mit dem Lias in Dachsteinkalkfacies am Hochfellen (Hochfellen-Schichten Böse). Ausserdem kommt in Hindelang noch eine zweite Brachiopodenfauna vor, welche aus rothen und grauen, wahrscheinlich von einem alten Bergsturze herrührenden Kalkblöcken stammt. Da in allen Blöcken dieselben Versteinerungen enthalten sind, kann man die Arten unbedenklich zu einer Fauna zusammenziehen, deren Bearbeitung Gegenstand der vorliegenden Veröffentlichung ist.

Verf. zählt 40 Arten und Varietäten auf, welche grösstentheils den Brachiopodengattungen *Terebratula*, *Waldheimia*, *Rhynchonella* und *Spiriferina* zufallen. Die für die Altersbestimmung wichtigen Ammoniten *Arietites* cf. *falcaries robustus* QU. und cf. *Bodleyi* BUCKM. deuten auf Unterlias, und damit stimmt auch der Charakter der Brachiopodenfauna überein, in welcher die unterliasischen Arten vorwiegen. Neben den letzteren kommen auch solche vor, welche dem Unter- und Mittellias gemeinsam sind, und es erscheinen selbst vier Arten, nämlich *Waldheimia Mariae*, *W. indentata*, *Terebratula Edwardsi* und *Spiriferina rupestris*, welche man bisher nur aus dem mittleren Lias gekannt hat. Am häufigsten treten *Rhynchonella belemnica*, *Rh. Greppini*, *Ter. punctata* var. *Andleri*, *Waldh. Waterhousi*, *Spiriferina Haueri* und *alpina* auf.

Im palaeontologischen Theile werden die Arten einzeln besprochen und die bemerkenswertheren, wie *Arietites* cf. *falcaries*, *Ar.* cf. *Bodleyi*, *Pleurotomaria anglica*, *Pygope* sp. ind., *Terebratula punctata* var. *Andleri* OPP., *Ter. basilica* OPP., *Rhynchonella laevicosta* STUR., *Rhynch.* sp., *Rh. belemnica* typ., *Rh. belemnica* var. *multicostata*, *Rh. variabilis* (aus Württemberg) zur Abbildung gebracht. Besonderes Interesse verdient die eingehende Behandlung gewisser, in der letzten Zeit auch durch andere Autoren, namentlich G. GEYER, dargestellter Arten, wie *Terebratula punctata* und *Rhynchonella belemnica*. Obwohl Verf. im Übrigen vielfach auf GEYER's vortrefflicher Arbeit über die Hierlatzbrachiopoden fusst, nimmt er bezüglich der genannten Arten insofern einen von GEYER verschiedenen Standpunkt ein, als er die von GEYER zu *Terebratula punctata* gezogenen Formen *Ter. Edwardsi* DAV., *Ter. subovoides* DESL. und *Ter. Radstockiensis* DAV. als selbstständig aufrecht erhält, ferner einen Theil der von GEYER als *Ter. punctata* beschriebenen Exemplare zu *Ter. basilica* stellt, und endlich *Rhynchonella belemnica* und *variabilis* getrennt hält, während GEYER beide vereinigt. Bei dem übergrossen Formenreichtum dieser verbreiteten Typen sind derart abweichende Anschauungen leicht begreiflich, auch wenn dieselben aus gleich gründlichen Studien erflossen sind.

V. Uhlig.

P. Bizet: Notice à l'appui du profil géologique d'Alençon à Nogent-le-Rotrou et à Beaumont-les-Autels. (Bull. Soc. géol. de Normandie. t. XIII. 133—155.)

Verf. hat ein genaues Profil von Alençon gegen Osten construirt, welches sehr gut erkennen lässt, wie sich an das alte Gebirge des Forêt

de Perseigne im Osten die liassischen, im Westen die oolithischen Bildungen anlagern, und welches ferner die Verwerfungen von Nogent-le-Rotrou und von Bellême zeigt. Die Begleitworte enthalten eine Besprechung der das Gebiet zusammensetzenden jurassischen und cretaceischen Schichten mit Angabe der darin enthaltenen Versteinerungen. **V. Uhlig.**

---

**P. Bizet:** *Considérations géologiques et paléontologiques sur les terrains des environs de Bellême et de Mamers.* (Bull. de la Société géolog. de Normandie. t. XIII. 95--132. Havre 1890.)

Die vorliegende Arbeit bildet eine aus Anlass einer Excursion der Société Linnéenne entstandene Gelegenheitschrift, welche die geologische Zusammensetzung der im Titel angegebenen Gegend darlegt. Die Schichtgruppen dieses classischen Juragebietes werden einzeln besprochen, mit Angabe der wichtigsten Versteinerungen. Ein besonders ausführliches Verzeichniss ist der überaus reichen Kelloway-Fauna gewidmet. Einzelne Profile werden im Detail mitgetheilt, so der Durchschnitt des Kelloway von Mamers, von Champ-Rouge, der Durchschnitt des Kimmeridgiens von Bellême und von Bois-Fézédin. Zum Schluss werden die Lücken der Schichtfolge besprochen. **V. Uhlig.**

---

**Neumayr und Uhlig:** *Über die von H. ABICH im Kaukasus gesammelten Jurafossilien.* 177 S. 6 Taf. Versteinerungen. (Denkschriften der math.-naturw. Classe der kais. Akademie der Wiss. Bd. LIX. Wien 1892.)

ABICH hatte auf seinen zahlreichen Reisen in den Kaukasusgebieten eine grosse Anzahl jurassischer Fossilien gesammelt, welche er NEUMAYR zur Untersuchung übergab. Mitten in der Arbeit, der er seine letzten Kräfte widmete, ereilte den ausgezeichneten Kenner der Juraformation der Tod. In dem Nachlasse fand sich ein umfangreiches Manuscript, welches UHLIG zur Vollendung übergeben wurde. Bei Durchsicht desselben zeigte sich, dass ein Theil der Versteinerungen noch zu bestimmen und geologische Ergebnisse erst zu gewinnen seien. Der UHLIG zufallende Theil der Arbeit gestaltete sich daher umfangreicher, als anfangs erwartet wurde. Eine kleine von SJÖGREN unlängst in Daghestan gesammelte Suite vervollständigte das Material der ABICH'schen Aufsammlung. Sie konnte von UHLIG noch benutzt werden.

In einem ersten Abschnitt werden die sämtlichen Versteinerungen in zoologischer Reihenfolge aufgeführt und beschrieben, in dem zweiten, ganz von UHLIG verfassten, die einzelnen Localitäten und Horizonte besprochen, sowie die allgemeinen Ergebnisse mitgetheilt.

Bei einer Durchsicht des ersten Theiles fällt die ausserordentlich grosse Zahl bekannter, oder doch bekannter nahestehender Arten auf. Es sind deren unter 191 überhaupt aufgeführten Formen 143. In mehreren

Fällen war nur eine generische Bestimmung möglich. Wir beschränken uns auf Anführung der bestimmt charakterisirten neuen Arten. In wie weit die bekannten Arten zur Bestimmung des Alters der Schichten benutzbar waren, ergibt sich aus den unten mitgetheilten Resultaten des zweiten Abschnittes.

*Rhynchonella caucasica* UHL. Gruppe der *Rh. serrata* und *polyptycha*, sehr nahestehend *Rh. rubrisaxensis* ROTHPL.

*Rh. alagirica* UHL. Eine inverse Form, der *Rh. Sanctae Clarae* F. RÖM. sehr ähnlich.

*Rh. Abichi* UHL. Gruppe der *Rh. czenstochaviensis* F. RÖM. und *Rh. Benecke* NEUM.

*Waldheimia (Aulacothyris) subimpressula* UHL., nahestehend *W. impressa* und *Meriani*, doch kleiner, aufgeblähter mit weniger scharfen Schnabelkanten und kleinerem Schnabelloch.

*Waldh.* n. sp. ind. Gruppe der *W. Partschi* OPP. und *W. oxygonia* UHL.

*Pholadomya anomala* NEUM. Isolirt stehende Art.

*Aucella Sjögreni* UHL. Verschieden von den bekannten Arten.

*Posidonomya daghestanica* UHL. Ähnlich *Pos. Bronni*.

*Lima caucasica* NEUM. Der *Lima alternicosta* BUV. nahe stehend.

*Trichotropis Abichi* NEUM. Die älteste Art der Gattung, aus dem Malm stammend und den lebenden Arten näher stehend als jüngere zu *Trichotropis* gestellte Vorkommen. Interessant als Form des kalten Wassers, wie *Astarte*.

*Purpuroidea* n. f., an *P. Lapierrea* BUV. sich zunächst anschliessend.

*Phylloceras Imereticum* NEUM. Nahe steht *Ph. Calais* MEN., doch sind deutliche Unterschiede vorhanden.

*Ph. Abichi* UHL. Mit *Ph. subobtusum* KUD. verglichen.

*Aegoceras* sp. ind. Mit *Aeg. atanatense* WÄHN. und *Kammerkahrense* GMBL. verwandt.

*Harpoceras* n. f. An *H. lunula* Z. sp. sich anschliessend.

*Harp. (Ochetoceras)* n. sp. ind., grosse Ähnlichkeit mit *H. semifalcatum* OPP. zeigend.

*Hammatoceras anacanthum* UHL. Äusserlich mit Formen der Gruppe des *H. discoideum* stimmend, die Lobirung weist aber auf die Gruppe des *H. Sowerbyi* hin.

*Kepplerites* NEUM. n. g.

Die neue Gattung ist aufgestellt für folgende Arten:

- Ammonites calloviensis* Sow.
- „ *Goverianus* Sow.
- „ *Galilaei* OPP.
- „ *Keppleri* OPP.
- „ *Toricellii* NEUM.
- „ *subtilissimus* NEUM.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dieser Name wurde von UHLIG durch *K. Neumayri* ersetzt.

Die hierher gestellten Ammoniten gleichen im ausgewachsenen Zustande den Makrocephalen, *Amm. Keppleri* ist auch von v. ZITTEL zu *Macrocephalites* gestellt worden. Im mittleren Wachstumsstadium ist die Aussenseite aber nicht gerundet, vielmehr vollständig abgeplattet und von den Flanken durch kräftige Kanten getrennt. Die Rippen setzen ununterbrochen über Kanten und Externseite hinweg. Dieses leicht kenntliche Stadium, welches an gewisse Cosmoceraten, wie *C. Jason* erinnert, veranlasste v. SEEBACH zur Aufstellung einer Gruppe der Runcinaten. Die innersten Windungen haben auf der Externseite eine glatte Medianfurche, die Rippen treten weiter auseinander und erheben sich an der Theilungsstelle zu Knötchen, man glaubt in diesem Stadium Parkinsonier vor sich zu haben. Somit gehen diese Ammoniten von Parkinsoniern aus, gehen durch ein Runcinatenstadium und nehmen schliesslich Makrocephalenhabitus an. Die Loben sind wenig bezeichnend, der Aptychus zweitheilig.

Im Kaukasus kommen zwei Arten vor:

*K. Galilaei* OPP. und

*K. Neumayri* UHL.

An dem einen bekannten Exemplar ist das Parkinsonier- und Runcinatenstadium zu beobachten. Makrocephalenhorizont von Alagir.

*Perisphinctes caucasicus* UHL. Erinnert an *Per. convolutus auritus* QU. Die Einschnürungen und Loben ähneln denen von *Simoceras*.

*P. Abichi* NEUM. Verbindet äussere Form und Einschnürungen eines *Perisphinctes* mit der Sculptur eines schwach verzierten *Olcostephanus*.

In dem zweiten Theil der Arbeit: „Stratigraphische und faunistische Ergebnisse“ werden die einzelnen Fundorte besprochen. Aus dem nordwestlichen Kaukasus liegt nur dürftiges Material vor. Reiche Faunen hat der Nordabhang des centralen Kaukasus geliefert. Durch eine Reihe von Localitäten ist das innere Daghestan und der südöstliche Kaukasus vertreten. Interessante Faunen gehören schliesslich der Südseite des Kaukasus an. Von dem oberjurassischen Kalkplateau von Schuscha, woselbst ABICH eine reiche Fossilführung nachwies, ist kein Material vorhanden.

Wir sehen von einer Aufführung der einzelnen Localitäten ab, da doch wohl nur wenigen unserer Leser eine Karte zur Verfügung steht, welche die betreffenden Namen enthält. Auf einzelne Punkte mag in der nun folgenden „Vertretung der einzelnen Etagen“ hingewiesen werden.

Lias. Hierher gehören zunächst Cardinienschichten, dem mittleren oder oberen Theil des unteren Lias angehörig. Dieselben bilden marine Einschaltungen in einem mächtigen System von dunkelen Schiefern und Sandsteinen mit Landpflanzen und Kohlenflötzen, eine Entwicklung, welche an die Grestener Schichten erinnert. E. FAVRE wies in einer anderen Einlagerung *Harpoceras striatum*, also oberen Lias, nach. Besonders ausgezeichnet ist der mittlere Lias an den Localitäten Dziroula und Katzkhi (beide in Imeretien) entwickelt. An ersterem Punkte fanden sich unter 7 Ammoniten 6 ausgesprochen alpine Typen. Auch das Gestein von Dziroula, rother Alpenkalk mit Crinoidengliedern, der in Eisenoolith übergeht, erinnert an alpine Vorkommen. Bei Katzkhi kommt ein Crinoiden-

kalk vor, der durchaus mit dem Hierlitzkalk stimmt und eine Brachiopodenfauna führt. Alle Verhältnisse dieser Ablagerungen weisen auf eine Verbindung nach Westen. Weiter gegen Osten sind marine Ablagerungen aus Lias oder Jura bisher überhaupt nicht bekannt, wenn solche auch vielleicht vorhanden sind. Mit Ausnahme einer einzigen Art hat der kaukasische Lias bisher nur bekannte Liasformen West- und Mitteleuropas geliefert. Die Liasablagerungen gehören dem centralen Kaukasus, Daghestan und der Südseite des Kaukasus (Dziroula und Katzchi) an.

Unteroolith und Bath. Beide Stufen lassen sich nach dem Material der Sammlung nicht trennen. Die Gesteine sind schieferig-sandig, mit fossilführenden Einlagerungen von Eisenoolith oder Thoneisenstein in Form von Geoden. Fast sämtliche Stufen und Zonen, die wir in Central-europa unterscheiden, sind vertreten, und zwar erinnern die Sedimente ausserordentlich an die ausseralpine, mitteleuropäische Region. Der provincielle Charakter der Fauna ist aber mediterran, wie sich aus dem reichlichen Vorkommen der Phylloceraten und Lytoceraten ergibt. Das kaukasische Unteroolithmeer war gegen Norden und Nordosten abgeschnitten, während nach Westen freie Communication bestand. Auffallend ist das frühe Auftreten einer *Aucella* in den Geoden mit Parkinsoniern von Gunib (Daghestan) im Unteroolith. Weitere Folgerungen können an dasselbe, ehe man die centralasiatischen Gebiete genauer kennt, nicht geknüpft werden.

Unteroolith und Bath sind auf beiden Seiten des Kaukasus vertreten.

Kelloway. Diese Stufe ist von den verschiedensten Punkten des Kaukasus bekannt. Das Gestein derselben stimmt theils mit dem des Unteroolith überein, theils ist es ein vulcanischer Tuff und ein grauer, sandig-kalkiger Mergel. Die Fauna ist reich und enthält in Menge bekannte europäische Arten. Ob dieselben in gleicher Weise vertheilt sind, wie im Westen, lässt sich für den Augenblick noch nicht beurtheilen, doch ist zu beachten, dass eine der Faunen, jene von Kabagtappa (Südseite des Kaukasus), *Peltoceras athleta*, *Quenstedticeras* cf. *Goliathus*, *Oecotraustes conjungens* und andere Formen enthält, die in Westeuropa an der Grenze von Kelloway und Oxford vorkommen. Vielleicht lassen sich also auch tiefere Horizonte im Kaukasus nach der Fauna unterscheiden.

Verf. vergleicht die kaukasische Kellowayfauna mit der der alpinen und mitteleuropäischen Provinz, des Moskauer Jura und des Jura von Cutch und findet, dass das Vorkommen der mediterranen in erster, der mitteleuropäischen Faunenelemente in zweiter Linie dem kaukasischen Kelloway sein charakteristisches Gepräge aufdrückt. Bemerkenswerth ist, dass die Arten, welche die kaukasische Kellowayfauna mit jenen von Cutch gemein hat, fast ganz übereinstimmen mit denen, welche Cutch mit Westeuropa verbinden. Eine freie Communication fand also zur Kellowayzeit von Cutch über das Kaukasusgebiet mit Westeuropa statt.

Malm. Mit dem Abschluss der Kellowaygruppe tritt im Kaukasus nach ABICH und E. FAVRE eine auffallende Änderung der Sedimente ein. Auf den Kellowayoolithen liegen mächtige weisse Felsen- und Plattenkalke,

wohl meist koralligenen Ursprunges. Unter den Versteinerungen herrschen Korallen, Brachiopoden, Gastropoden und Bivalven, Cephalopoden sind seltener. Die genaue Altersbestimmung stösst daher auf vielfache, mitunter unüberwindliche Schwierigkeiten. Zweiundzwanzig Malmvorkommen werden aufgezählt. Dürftig vertreten ist die Oxfordstufe, während Kimmeridge und Tithon ausgezeichnet entwickelt sind. *Perisphinctes polyplocus* und *Abichi* nebst einigen anderen Arten deuten auf die Tenuilobatenzone. Zum Tithon gehören die Diceratenkalke von Chod-Alagyr, die Nerineenkalke mit *N. pseudobruntrutana* derselben Gegend, die Korallenkalke von Donifars, der oolithische Gipfelkalk des Myzur-Choch, der oolithische Kalk von Tamisky-Aul, endlich die Korallen- und Nerineenkalke von Schachdagh und Tschalbuzdagh. Die Übereinstimmung mit alpinen und karpathischen Tithonablagerungen ist eine ganz ausserordentliche. Unter- und Ober-tithon zu trennen ist nicht möglich, doch scheint das Untertithon (Stramberger Schichten) vertreten zu sein.

Die tieferen Malmbildungen des Kaukasus zeigen mediterrane Verwandtschaften neben Anklängen an die mitteleuropäische Provinz. Die Tithonkalke sind das vollkommenste Ebenbild der Plassenkalke, der Kalke von Wimmis, Inwald, Stramberg, der sicilianischen Tithonkalke, sind also ganz mediterran entwickelt. Es fehlt jede Andeutung centralrussischer oder borealer Einflüsse. Wünschenswerth wäre ein Vergleich mit den noch unvollkommen bekannten oberjurassischen Nerineen- und Korallenkalken von Isjum am Donetz, dem Malm- und Tithon der Krim und den von BOGDANOWITSCH entdeckten Malm- und Tithonbildungen von Nordpersien.

Die „Schlussbemerkungen“ seiner Arbeit leitet UHLIG mit folgenden zusammenfassenden Sätzen ein: „Die Untersuchung der kaukasischen Jurafossilien ergibt demnach in erster Linie eine vollständige Bestätigung der von NEUMAYR in seinen Epoche machenden Arbeiten über die geographische Verbreitung der Juraformation und über klimatische Zonen während der Jura- und Kreidezeit aufgestellten homöozoischen Gürtel. Innige Beziehungen verbinden den kaukasischen mit dem mediterranen, in zweiter Linie mit dem mitteleuropäischen Jura, dagegen sind keine oder nur minimale Spuren eines centralrussischen oder borealen Einflusses sichtbar.

Ferner geht aus dieser Untersuchung hervor, dass die kaukasische Juraformation hinsichtlich der Faciesverhältnisse und der Art der Sedimente hinsichtlich der Aufeinanderfolge der Etagen und der feineren Zonengliederung eine auffallende Übereinstimmung mit dem mitteleuropäischen Jura zeigt, während der provincieller Charakter der Faunen im Allgemeinen als mediterran angesprochen werden muss. Die merkwürdige Identität der Zonengliederung tritt namentlich in den bestgekannnten und fossilreichsten Abtheilungen der kaukasischen Juraformation, im Dogger und Kelloway, schlagend hervor, fast sämtliche Zonen der mitteleuropäischen Provinz finden sich daselbst bald in vorzüglicher Weise vertreten, bald sind sie mindestens angedeutet.“

Diese Sätze werden dann mit Hilfe der in der Arbeit mitgetheilten Ergebnisse der Untersuchung des kaukasischen Jura weiter begründet.

Eine krimokaukasische Provinz im Sinne NEUMAYR's zwischen der alpinen und südindischen abzugrenzen, hält UHLIG auch nach der gewonnenen Erweiterung unserer Kenntnis des kaukasischen Jura für angemessen.

Benecke.

## Kreideformation.

**Pavlow:** Le Néocomien des montagnes de Worobiewo. (Bull. soc. imp. Natural. Moscou. Nouv. Série. T. IV. 1891. 1 Tafel.)

Nach eingehender petrographischer Beschreibung der Schichten zwischen Andreewskaia und Worobiewo giebt Verf. ein Gesamtprofil, das er mit dem von MURCHISON im Jahre 1845 gegebenen vergleicht. Der Fund von *Holcostephanus discofalcatus* LAHUSEN, *H. Decheni* RÖM. (non WEERTH<sup>1</sup>), *H. progrediens* LAHUSEN und *Crioceras (Ancyloceras) Matheroni* D'ORB.<sup>2</sup>, Formen, welche im Neocom von Simbirsk in der Zone mit *Ammonites Phillipsi* und *Amm. Decheni* vorkommen (welche Zone auf den Schichten mit *Holcostephanus versicolor* liegt und von typischem Aptien überlagert wird), bestärkt den Verf. in seiner früher geäußerten Ansicht, dass die unterlagernden pflanzenführenden Schichten (Sande von Andreewskaia) dem Wealden angehören. Der über dem ammonitenführenden Sandstein von Worobiewo liegende und von Moränen bedeckte Sand von Worobiewo ist vielleicht dem Gault zuzurechnen.

Joh. Böhm.

**R. Lepsius:** Berichtigung zu STEINMANN: Einige Fossilreste aus Griechenland. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1891. 524. 43. Bd.)

Bei Gelegenheit des Referates über die im Titel genannte Mittheilung STEINMANN's (dies. Jahrb. 1893. I. - 129 -) ist es dem Ref. entgangen, dass hiezu eine Berichtigung aus der Feder von R. LEPSIUS vorlag, deren Wichtigkeit ein Zurückkommen auf diesen Gegenstand nothwendig macht.

Die angeblich aus dem „unteren Marmor des Hymettos, unterhalb des Glimmerschiefers“ stammende Koralle wurde nach BÜCKING's. brieflicher Mittheilung nicht im Anstehenden, sondern lose gesammelt und ist in Wirklichkeit keine Koralle, sondern nach LEPSIUS und BORNEMANN jun. eine Marmorbreccie, die durch ein graues, weniger krystallinisches Bindemittel verkittet ist. LEPSIUS erkennt darin eine Breccie tertiären Alters, wie sie in Attica vielfach verbreitet ist. Die Stücke aus den „Kalken der Vorhügel des Hymettos bei Käsariani“ stammen nach LEPSIUS sämmtlich aus der Kreide. Die darin enthaltenen undeutlichen Fossilreste betrachtet LEPSIUS nicht für Korallen, sondern hält sie mit BORNEMANN sen. für nicht näher bestimmbar.

V. Uhlig.

<sup>1</sup> Fundort unsicher.

<sup>2</sup> Nach KILIAN und SAYN nähert sich diese Form dem *Cr. Römeri* NEUM. & UHLIG aus dem Hils und aus dem Barrémien der Provence.

**D. W. Langdon:** Variations in the cretaceous and Tertiary strata of Alabama. (Bulletin of the geological society of America. Bd. II. 587.)

Es werden in der genannten Schrift die Abweichungen angegeben, welche die einzelnen Abtheilungen der Kreide und des Tertiär in Alabama bezüglich ihrer Mächtigkeit erkennen lassen, die sich namentlich in dem Profil des Chattahoochee-Flusses gegenüber dem Normalprofil zeigen.

Holzapfel.

**J. S. Diller:** Note on the cretaceous rocks of Northern California. (American journal of science. ser. III. Bd. 40. 476.)

Es werden hier Messungen der Mächtigkeit der unveränderten Kreideschichten im nördlichen Sacramentothal mitgeteilt, welche ergaben, dass im Profil des Elder Creek, Tehama Co., die Chicoschichten 3897', die Horsetownschichten 6109' und die *Aucella*-Schichten (wahrscheinlich die Knoxvilleschichten) 19974' mächtig sind, was zusammen 29978' für die sichtbaren Kreideschichten ergibt. Im Profil des Cottonword-Creek, Shasta Co., zeigten die Chico- und Horsetownschichten zusammen eine Mächtigkeit von 8841'. Die obersten Chicoschichten waren in beiden Fällen nicht blossgelegt. Aus dem Vorkommen von Chicofossilien an der Westgrenze des Kreidegebietes wird auf Faltungen geschlossen, durch welche die Mächtigkeit der Schichten „somewhat increased“ sein könnte.

Holzapfel.

## Tertiärformation.

**M. Mieg, G. Bleicher et Fliche:** Contributions à l'étude du terrain tertiaire d'Alsace. Kleinkembs et le lac sundgorien. (Bull. Soc. Géol. de France. 3 série. t. XX. 3 u. 4. 175—210.)

Im Anschluss an die bezüglichen Mittheilungen FÖRSTER'S führen die Verf. aus, dass bei Kleinkembs ebenso wie bei Mülhausen und im Sundgau auf mächtigen blauen Mergeln der Kalk mit *Melania Laurae* folgt, welcher etwa 20—30 m mächtig zu sein scheint, aber nach Norden schwächer wird, da sein oberer Theil in die thonigen Schichten mit *Limnea marginata* übergeht, wie dies durch Profile der Bahn von Kleinkembs nach Buchholz gezeigt wird. Dort folgen dann die 8—12 m mächtigen Mergel und Kalkschiefer der Cyrenenmergel, welche den betreffenden oligocänen Bildungen bei Mülhausen entsprechen, wie dies durch Besprechung der Fauna und Flora erörtert wird. Über diesen Schichten liegen vielfach wechselnde Conglomerate, Sandsteine, Thone und Kalke, besonders oben 2 Bänke dichter Kalk, je ca. 2 m mächtig, von welchen die untere *Helix deflexa* enthält.

Bei Bennbach liegen über dem 8—10 m mächtigen Gyps Sandsteine mit Pflanzen, besonders Baumblätter etc., *Cinnamomum Scheuchzeri*, welche aufgeführt werden, ebenso wie die Faunen und Floren der eben erwähnten Schichten; diese Flora trägt einen miocänen Typus.

Im Sundgau finden sich bei Altkirch etc. über den Melanienkalken und unter den dicken Sandstein- und Thonbänken nur Kalke mit Linneen, bei Roppentzweiler liegt über kalkhaltigen Conglomeraten 0,30—0,40 m dichter, tuffsteinartiger Kalk mit *Helix moguntina* DESH. var., *Pupa* etc. Zum Schluss wird dann ausgeführt, dass alle diese Schichten sich in einem besonderen See abgelagert hätten, welcher zur Zeit der Kalke mit *Melania Laurae* die Fläche zwischen Altkirch, Mülhausen, Kleinkembs und Bellingen eingenommen hätte, später aber kleinere und zum Theil verschieden gelegene Flächen, wie dies auf einem kleinen Kärtchen dargestellt ist.

von Koenen.

**C. Zahálka:** O bludivých valounech a o gagatu ve smolném uhlí od Proboštova v Česk. Středohoří. (Über Gerölle und über Gagat in der Pechkohle von Proboscht im böhmischen Mittelgebirge.) (Vešt. král. česk. spol. nauk. 1892. 170—181. Mit 1 Taf.)

Schon A. E. REUSS erwähnt (Die Umgebung von Teplitz und Bilin. 1840. p. 110), dass er einmal inmitten der festen Pechkohle von Proboscht ein erbsengrosses, plattes, fast durchsichtiges Quarzgeschiebe gefunden habe, und Verf. hat nun in derselben Pechkohle drei weitere solche Geschiebe entdeckt. Eines besteht aus festem Quarzsandstein, ist 5 cm lang, 3,65 cm breit, 2,1 cm hoch und wurde mitten im sog. dritten Flötz der Pechkohle im Franzensstollen bei Salesl gefunden. Das zweite ist ein Quarzgeschiebe der Dimensionen 3,3, 2,9 und 2,2 cm und wurde aus der aus demselben Stolln geförderten Kohle gewonnen. Das dritte ist ein kleines Quarzgeschiebe der Dimensionen 3,3, 1,3, 1,4 cm und war in der Pechkohle des sog. ersten Flötzes im Segengottes-Stollen in Salesl eingeschlossen. Verf. glaubt, dass die Geschiebe in Baumwurzeln herbeigeschwemmt wurden. Sie sind, solange sie in der Kohle liegen, von einer dünnen Schale von Kalkcarbonat umhüllt, welche sich von den herausgenommenen Geschieben losbröckelt. — In der Pechkohle der Segengottes-Grube fand Verf. auch einige Stücke von Gagat, der nach seinem Aussehen durch Verkohlung von Baumstämmen entstanden sein soll.

Katzer.

**G. Niedzwiedzki:** Das Salzgebirge von Kalusz in Ostgalizien. 18 S. Lemberg 1891.

Das Salzbergwerk von Kalusz, welches namentlich durch die dort vorkommenden Abraumsalze eine Bedeutung hat, liegt etwa 26 km nordöstlich von dem, über 500 m Höhe erreichenden, Karpathenrande entfernt, welches aus oligocänen Menilitschiefern und diesen untergeordneten Sandsteinen mit steilem NO.-Fallen gebildet wird. Noch etwa 11 km weiter in nordöstlicher Entfernung vom Gebirge steht bei Przewoziec Senonmergel an, ein charakteristisches Glied des podolischen Gebietes, welches niemals in die karpathischen Zonen hineingreift. Die Senonmergel werden an diesem Orte von einer etwa 100 m mächtigen, miocänen Schichtenfolge überlagert, welche oben meist aus Thonen, unten aus Gyps besteht. — Bei Kalusz

zeigen die salzführenden Schichten ein ziemlich starkes Einfallen nach SW., also gegen das Gebirge hin, dieses beträgt in den oberen Partien 50°, in den unteren nur 20—30°. — Man unterscheidet einen unteren Salzthon ohne und einen oberen Salzthon mit Kalisalzlagern. — Der untere Salzthon besteht aus wenigen Centimeter dicken, wechselnden Lagen von Thon und von feinkörnigem Steinsalz, enthält durchschnittlich 50—55 % Salz, und in ihm liegen die Laugwerke. Er ist in einer Mächtigkeit von 90 m durchfahren, ohne das Liegende zu erreichen, welches wahrscheinlich aus rothen Thonen und Sandsteinen bestehen dürfte. — Der obere Salzthon bildet, ohne scharfe Grenze, die etwa 40—45 m mächtige Hangendpartie des vorigen. In demselben findet sich ein im Mittel 65 % haltiges Kainitlager und in höherem Niveau ein Sylvinlager. Der Sylvin tritt entweder in grossen, regelmässig dem Thon eingelagerten, offenbar primären Linsen auf, daneben aber auch in kleineren, elliptischen Massen von zonaler Structur. An der Basis des Sylvinlagers tritt Kainit auf, jedoch eine höchstens 2 m mächtige Schicht an wenigen Stellen bildend. Als quantitativ ganz untergeordnete Gemengtheile finden sich noch Anhydrit, Gyps, Carnallit und Pikromerit, letzterer wohl als secundäres Umwandlungsproduct des Kainites. — Über den Salzthonen folgen dann Gypsthone, Gyps und schliesslich bunte Thone. Die genaue stratigraphische Stellung des Kaluzer Salzgebirges innerhalb der subkarpathischen salzführenden Schichtenfolge ist derzeit noch unbestimmbar, Verf. erscheint aus verschiedenen Gründen ein untermiocänes Alter noch am wahrscheinlichsten, zu welcher Zeit auch das nördlich angrenzende podolische Gebiet noch eine trockene Landfläche war.

A. Andreae.

---

**F. Schrodts:** Zur Foraminiferenfauna der weissen Globigerinenmergel von Oran. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1892. 329—331.)

Eine Liste von 33 Foraminiferenspecies wird angeführt, welche aus einem weissen Mergel, der unmittelbar bei der Stadt Oran, auf alten mesozoischen Kalken auflagert, stammen. Diese weissen Mergel, welche ausserdem noch *Ostrea cochlear* enthalten, wurden von POMEL zu seiner „Groupe Sahélien“ gezählt und in das Obermiocän gestellt. — Sowohl ihrem ganzen petrographischen Habitus, wie ihrer Fauna nach dürften diese Mergel zu dem unterpliocänen Zancleano gehören und wären zu vergleichen mit den weissen Globigerinenmergeln von Messina von Reggio in Calabrien und von Garrucha in Südspanien. Die Fauna ist ausgezeichnet durch den grossen Reichthum an Globigerinen und den Mangel an Milioliden. Nodosarien sind relativ seltener wie bei Garrucha, dagegen finden sich Polystomellen ziemlich häufig, darunter auch die bisher nur von Garrucha bekannte *P. iberica* SCHRODT.

A. Andreae.

## Quartärformation und Jetztzeit.

**G. Berendt:** Über die Glacialschrammung auf der Magdeburger Grauwacke. (Zeitschr. d. deutsch. geol. G. 1890. H. 2. 371.)

Bestätigung der schon früher von SCHREIBER (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1889. 604—608. A) und WAHNSCHAFFE (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1890. 369. P) vertretenen Ansicht, dass die mit Diluvium bedeckte Oberfläche der Culm-Grauwacke im Untergrunde Magdeburgs echte Glacialschrammung aufweist.

O. Zeise.

**Jentzsch:** Über einige Züge in der Oberflächengestaltung Westpreussens. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1890. 613—618.)

Resultate, die das Studium einer vom Vortragenden gemeinsam mit Schulamtschülern VOGEL im Maassstabe 1 : 300 000 entworfenen Höhengestaltungskarte Ost- und Westpreussens zeitigte. Viele Erscheinungen der Oberflächengestaltung, die bislang durch Erosion, Eisschub und Eisdruck, oder durch voreiszeitliche Niveaudifferenzen des Untergrundes erklärt wurden, werden auf postglaciale tektonische Störungen zurückgeführt. So wird, um einen Fall herauszuheben, die eigenartige in NNW.—SSO.-Richtung verlaufende Ausbuchtung der Weichsel am jetzigen rechten Thalrand bei Culm, die nach BERENDT (Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1879. 1—20) nur von einem ursprünglich in N.—S.-Richtung fließenden Gewässer ausgehöhlt sein könne, als auf tektonischen Ursachen beruhend erkannt, weil diese auffällige Richtung des Thalrandes genau parallel einem 6 km östlich verlaufenden, 27 km langen, bei Culm mit plötzlicher Westbiegung ins Weichselthal mündenden Thale geht. Der Vortragende hat eine nähere Beschreibung seiner Resultate in Aussicht gestellt, und aus diesem Grunde glaubt Referent, von einer näheren Besprechung dieser vorläufigen Mittheilung absehen zu dürfen. Ein stricter Beweis für nacheiszeitliche Niveauschwankungen im Nordosten unseres Landes wird durch die Mittheilung geliefert, dass kürzlich in Pillau unmittelbar an der heutigen Ostseeküste unter oberflächlichen Meeresschichten eine alluviale, reine Süßwasserfauna bei 30 m Tiefe erbohrt wurde.

O. Zeise.

**Jentzsch:** Über ein neues Vorkommen von Interglacial zu Neudeck bei Freystadt, Kreis Rosenberg, Westpreussen. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. H. 3. 597—600.)

Das Vorkommen von Neudeck ist das südöstlichste in Westpreussen und mit 114 m Meereshöhe das höchst gelegene in Deutschland. Die ausschliesslich drei Arten (*Cardium edule* L., *Tellina solidula* PULT. und *Cyprina islandica* L.) angehörende Fauna befindet sich auf primärer Lagerstätte und ruht im hangendsten Theil einer viele Meter mächtigen Sandschicht, die von Thon bedeckt ist. Dieser an der Aufschlussstelle zu

Tage liegende Thon wird weiterhin von mächtigen, weitverbreiteten oberen Geschiebemergeln überlagert, wodurch das unterdiluviale Alter der Fauna ausser Zweifel gestellt wird. Die Frage, ob interglacial, altglacial (JENTZSCH) oder frühglacial (JENTZSCH), entscheidet der Aufschluss an sich nicht, doch wird ein interglaciales Alter auf Grund ähnlicher Aufschlüsse bei Riesenburg, Mewe, Dirschau, Geting, Heilsberg, Bartenstein, Heiligelinde u. s. w., sowie der geologischen Specialkartirung der Gegend für nicht zweifelhaft gehalten. Diese Altersbestimmung entspricht denn auch der von JENTZSCH für Westpreussen und das angrenzende Ostpreussen erkannten palaeontologischen Kennzeichnung seiner vier Hauptstufen des Diluviums, wodurch z. B. *Cardium edule* innerhalb dieses Gebietes nicht in frühglacialen und altglacialen Schichten vorkommen soll.

O. Zeise.

---

**Krischtafowitsch:** Note préliminaire sur les couches interglaciales de Troïtzkoïe, Gouvernement de Moscou.

Die bisher als praeglacial geltende Süsswasserablagerung von Troitzkoie wird für interglacial erklärt, da auch unter derselben nordische Geschiebesande auftreten.

O. Zeise.

---

**Edwin Hill:** On Wells in West Suffolk Boulder Clay (The Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London. Bd. XLVII. 585—589.)

Bestätigung der bereits für andere Theile Englands — wie PRESTWICH in der sich daranschliessenden Discussion hervorhebt — gewonnenen Erfahrung, dass Brunnen zuweilen in Sanden und Granden stehen, die dem Geschiebemergel eingelagert sind. Die meisten und ergiebigsten Brunnen beziehen nach PRESTWICH jedoch ihr Wasser aus Schichten die unter dem Geschiebemergel liegen. Die dem Geschiebemergel eingelagerten Sande und Grande sind Verf. nun ein Beweis dafür, dass nicht Gletscher den Geschiebemergel gebildet haben könnten, ohne diese Ansicht jedoch eingehender begründen oder eine andere Entstehungsweise angeben zu können. Er erfährt hiermit entschiedenen Widerspruch von Seiten REID's, TOPLEY's, GOODSCHILD's und GEIKIE's, welch' letzterer äusserte, dass er sandige und grandige Einlagerungen im Geschiebemergel gerade immer als einen der schärfsten Beweise für Gletscherbildung anzusehen gewohnt gewesen wäre. Wenn Verf. ferner meint, dass noch Niemand eine Grundmoräne unter einem recenten Gletscher beobachtet hätte und damit keinen Widerspruch erfährt, so muss dem gegenüber gehalten werden, dass H. CREDNER bereits 1880 (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 32. 572 ff.) unter dem Pasterzen-gletscher eine Grundmoräne beobachtete, die er im Handstück nicht vom norddeutschen Geschiebemergel unterscheiden konnte, und dass ferner HEIM in seinem vortrefflichen Handbuch der Gletscherkunde p. 351 von einer dem norddeutschen Geschiebemergel gleichenden Grundmoräne als einer von ihm bei den alpinen Gletschern häufiger beobachteten Thatsache redet.

O. Zeise.

**G. E. Stangeland:** Torfmyrer inden Kartbladet „Nanne-stads“ Omraade. (Norges Geologiske Undersögelse. No. 8. 1892.)

Aus den 36 Detailbeschreibungen der einzelnen Torfmoore, die auf einer Karte im Maasstab 1 : 20000 eingetragen und in ihren Umrissen auf 2 Tafeln verzeichnet sind, sei Folgendes hervorgehoben. Die Gesamtfläche beträgt 98086 ar, ihre Höhe über dem Meere ist 135—320 m, ihre grösste Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 8,5 m. Von einigem Einfluss auf ihre Mächtigkeit scheint die gegen Wind geschützte, resp. ungeschützte Lage zu sein; dies giebt auch über die Entstehung der Torfmoore des Westens Aufschluss, deren Brenntorf wahrscheinlich auch von Moosen gebildet worden ist, als das Land noch von Urwald bedeckt war. Für das Vorkommen der Torfmoore scheinen gewisse Regeln zu existiren; auf den von Flüssen und Bächen durchfurchten Gebieten finden sich wenige oder keine, die meisten treten da auf, wo die losen Bodenarten an Bergrücken angrenzen. Die Moore bestehen zu oberst aus frischem Moostorf, der nach unten zu gleich bleibt, oder allmählich in dichten Brenntorf übergeht.

In einigen, in engen Thälern mit unebenem Grund gelegenen Mooren finden sich kleine Teiche, die oft von einem anders beschaffenen, aus Sumpfgräsern gebildeten Material umgeben sind; dieselben sind nicht Reste eines alten Sees, sondern durch Quellen gebildet, die im Torf aufgedämmt sind. In einigen Mooren von grossem Durchmesser treten viele eigenthümliche Sümpfe auf; der innere sumpfige Strich ist so weich, dass er trotz des tüppigeren Wachstums der Moore in der Mitte doch fast horizontal bleibt, während die Seiten sich rasch absenken. Diese Teiche sind später gebildet worden, indem sich an der Oberfläche Pfützen bildeten, deren Wasser, vom Winde bewegt, verschiedene Formen der Sümpfe herstellen kann. In der Regel sind die Moore über den tieferen Partieen frei von Gehölz, an den Rändern und tieferen Stellen finden sich dagegen öfters Bäume, in den meisten Mooren kommt eine untere Schicht mit Resten von Laubbäumen vor.

Ein grosser Theil der hier beschriebenen Gegend (Romeriks) ist eine Fläche von losen Massen, aus der insel- und halbinselförmig Berge hervorragen, die aus Gneiss, z. Th. auch jüngeren Eruptivgesteinen und Schiefer bestehen. Die losen Massen bestehen zu oberst aus mehreren Metern mächtigem feinem Sand, sog. Maela, stellenweise mit grösseren Rollsteinen, stellenweise auch in groben Grus übergehend. Unter dem Sand liegt ein fruchtbarer Thon, der in Thälern bis 40 m mächtig angeschnitten ist; in demselben sind Meeresmuscheln gefunden. Sand und Thon sind horizontal gelagert; die ganze Romeriges-Ebene war früher eine Meeresbucht, welche mit den Schuttmassen des landeinwärts gelegenen Gletschers allmählich ausgefüllt wurde.

E. Geinitz.

1892. II. -29 - Z. 6 v. u. lies Simiouse anstatt Simionse.  
 " " -29 - Z. 2 v. u. " ohne anstatt mit.  
 " " p. III (Inhaltsverz.) " Mügge, O. anstatt Mügge, C.  
 " " -216 - Z. 5 v. o. ist zu streichen nicht.  
 " " -256 - Z. 10 v. o. lies Kryphiolith anstatt Cryptiolit.  
 " " -267 - Z. 20 v. u. muss es wahrscheinlich heissen: (Phillip-  
 sit) anstatt (Anorthit).  
 " " -424 - Z. 4 v. u. lies In anstatt Zu.  
 1893. I. -113 - Z. 3 v. o. " Rissen statt Riffen.  
 " " -186 - Z. 5 v. o. " Zehen statt Zähne.  
 " " -200 - Z. 4 v. o. " cataphracta statt catafracta.  
 " " -200 - Z. 6 v. o. " pannus statt parmus.  
 " " -274 - Z. 11 v. u. " Der anstatt Das.  
 " " -367 - Z. 6 v. o. " Gontasien anstatt Goutasien.  
 " " -524 - Z. 10 v. u. " der anstatt dem.  
 " " -529 - Z. 12 v. u. " perforata anstatt perfora.  
 " " -550 - Z. 14 v. o. " Lower anstatt Lover.  
 " " -566 - Z. 7 v. u. " Eastwater statt Eastwear.  
 " II. -7 - Z. 14 v. o. " { 5952 anstatt 5992.  
 " " { 4632 anstatt 4342.  
 " " -24 - Z. 17 v. u. " P∞ anstatt ∞P.  
 " " -25 - Z. 20 v. o. " 244 anstatt -244-.  
 " " -388 - Z. 7 v. u. " welcher statt welches.  
 " " -414 - Z. 22 v. u. " with statt whit.  
 " " -438 - Z. 15 v. u. " Solenhofen statt Soenhofen.  
 " " -438 - Z. 7 v. u. " Loop statt Coop.  
 " " -523 - Z. 5 v. o. " RÖDER statt ROCIER.