

Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

A. Stella: Sullo sviluppo e indirizzo della geologia applicata in Italia. (Boll. Soc. Geol. Ital. 16. 55—60. 1897.)

Die historische Entwicklung der Geologie zerlegt Verf. in drei Abschnitte: 1. die regionale Geologie, die bis etwa in die fünfziger Jahre reichte; 2. die systematisch-specialistische, in der wir uns gegenwärtig befinden und die sich mit der genaueren Untersuchung der einzelnen Vorkommen, der Fossilien und Gesteine beschäftigt; 3. die allgemein wissenschaftliche, das erstrebenswerthe Gut der Zukunft. Verf. beklagt, dass infolge der Specialstudien die Praktiker, wie Bergleute, Ingenieure, sich von der Geologie abgewendet hätten und redet der Verallgemeinerung der Studien, der Theilnahme der praktisch arbeitenden Leute an den Forschungen unserer Wissenschaft energisch das Wort. **Deecke.**

Liversidge: President's Address. Australian Association for the Advancement of Science. Sydney Session. 1898. 8°. 53 p.

Die Rede enthält u. A. Referate über: neue chemische Elemente, Verflüssigung der Gase, künstliche Darstellung des Diamants und anderer Edelsteine, Diffusion der Metalle, Durchlässigkeit der chemischen Elemente für Röntgenstrahlen, Auftreten von Stickstoff und anderen Gasen in Gesteinen. **Th. Liebisch.**

A. Turner: Die Kraft und Materie im Raume. Grundlage einer neuen Schöpfungsgeschichte. 5. veränd. Aufl. Leipzig. 8°. 407 S. 20 Taf. 1898.

Von dem Gedanken durchdrungen, dass Einheitlichkeit in der Natur das oberste Princip ist, hat Verf. diese Schöpfungsgeschichte geschrieben, welche alle Erscheinungen in einheitlicher und in ganz neuer Weise erklären will. Was nun diesen Gedanken betrifft, so kann Verf. überzeugt sein, dass er wohl ausnahmslos von allen getheilt wird, welche sich der

Naturforschung ergeben haben. Es besteht lediglich der Unterschied, dass die anderen alle leider noch nicht die genügende Erkenntniss gewonnen haben, um die Einheitlichkeit nach allen Richtungen hin auch erweisen zu können. Wogegen Verf. der Ansicht ist, dass es ihm gelungen sei, diesen einfachen Zusammenhang der Dinge zu entschleiern. Obgleich nun das Buch bereits die fünfte Auflage erlebt, ist es dem Verf. doch noch nicht beschieden gewesen, dieser seiner Darlegung der Dinge in den Kreisen der Wissenschaft Anerkennung zu verschaffen; und in Empörung darüber wirft er in der Vorrede jenen Männern der Naturwissenschaften nicht nur völlige Unwissenheit, sondern auch die niedrige Gesinnung vor, dass sie aus persönlichem Interesse des Verf.'s Hypothesen nicht anerkennen wollen. Der Beweis dafür fehlt freilich. Es werden so viele Errungenschaften der Wissenschaft, welche bald dieser, bald jener Vertreter derselben macht — gleichviel ob öffentlicher Lehrer, ob Ingenieur oder Privatmann —, freudig von den anderen anerkannt, dass es doch unerfindlich wäre, warum gerade dem Verf. gegenüber das persönliche Interesse wachgerufen werden sollte.

Verf. schreibt: „Dagegen haben wir positive Beweise aufgestellt, um die Unhaltbarkeit und den imaginären Standpunkt zu kennzeichnen, auf dem sich die Hypothesen bewegen, welche die Vibrationstheorie mit Zugrundelegung eines Weltäthers zum Gegenstande haben, ob sich dieselbe nun auf Licht und Wärme bezieht oder auf die Kunstausdrücke mit dem Umhängeschild „der Umsetzung von Arbeit in Wärme, Energie in Elektrizität“ . . . „Sie (diese Hypothesen) repräsentiren keine wissenschaftlichen Wahrheiten, sondern dienen sammt den bezeichneten Schlagwörtern lediglich zur Verdeckung der Unwissenheit“ . . . „Es ist der wissenschaftliche Humbug am Ende des 19. Jahrhunderts, welcher in diesen Systemen verkörpert erscheint, der das Dogma und die Gedankenlosigkeit an die Stelle der Verstandesthätigkeit setzt und auf dieser Basis auch die heranwachsende Generation mit in die wissenschaftliche Versumpfung hineinzieht“ . . . „Und ist es nicht beschämend für die Wissenschaft im Allgemeinen, dass derartige Leute sich ihre Vertreter nennen, welche dieselbe zur blossen Schablone und Glaubensartikel herabwürdigen, nur weil ihre persönlichen Interessen dabei auf dem Spiele stehen“ . . .

Diese Anrede richtet der in Wien lebende Verf. an die Leser. Da sein Buch nun schon die fünfte Auflage erlebt, so erfreut sich dasselbe offenbar einer ziemlichen Verbreitung; und so möchte Ref. nicht ermangeln, ihm auch durch Obiges eine noch weitere Verbreitung zukommen zu lassen. Eine andere Abwehr jener gehässigen Worte wird man wohl nicht erwarten.

Der Inhalt des Buches ist, wie das bei der Eingangs dargelegten Absicht, die Einheit der Naturerscheinungen darzuthun, nicht anders zu erwarten ist, ein sehr mannigfacher. Selbst die dem Schlusse angefügten 150 Thesen geben nicht etwa einen Auszug des ganzen Inhaltes, sondern nur vereinzelte Sätze desselben. In neun Theilen behandelt Verf. die folgenden Themata: Die Natur des Stoffes und seine Relationsverhältnisse.

Substanz- oder Atomverbindungen. Die Molecüle und ihre Verbindungen. Die physikalischen Zustände der Materie. Elektrizität und Magnetismus. Organische Entwicklungen. Die Concentration der Massen im Raume. Die Entwicklungszustände der Weltkörper. Secundäre Entwicklungen des Erdkörpers mit den drei Abschnitten: Über die primären organischen Bildungen; Folgen der klimatischen Differenzen und die Ursachen der grossen Eisperioden; Über die Wanderungen der Flora und Fauna während der Eisperioden. Wie man sieht, greift dieser letzte Theil des Buches am meisten in das Gebiet der Geologie ein.

S. 40 etc. handelt von dem Principe der Krystallisation. Mineralogen und Physiker, welche des Verf.'s ausführlichere frühere Darlegung nicht kennen sollten (Problem der Krystallisation. 1897. Leipzig bei THOMA), wird es interessiren zu hören, dass „die Theorie der Krystallographie in der bisher gelehrten Form unhaltbar ist, denn sie enthält, wie wir (Verf.) nachgewiesen haben, Fundamental-Irrthümer, und wir können darüber mit um so grösserer Competenz sprechen, als wir das Problem der Krystallisation nicht nur theoretisch, sondern auch praktisch gelöst haben.“

Für Physiker ist besonders die erste Hälfte des Buches lehrreich. S. 7 und 8 geben eine Erklärung des Principes von der Erhaltung der Kraft, welches damit erklärt wird, dass bei der einfachen Substanz der Relationskörper (also der Raum, innerhalb welches die individuelle Kraft der Körper zur Geltung kommt) ewig unverändert bleibt, auch stets in die ursprüngliche Verfassung zurückkehrt, so oft er aus irgend welchen Verbindungen frei wird. — Das Licht betrachtet Verf. nicht als eine Bewegungsform des Weltäthers, sondern als ein Ausstrahlen von Materie. Wärme entsteht in gleicher Weise als eine directe Äusserung der Materie, z. B. auf das Thermometer. Elektrizität und Magnetismus werden ebenso nicht durch Schwingungen gebildet, sondern dadurch, dass die zerstreute Materie mit ihrer individuellen Kraft anziehend oder abstossend wirkt. Sonne wie Erde strahlen also nach dem Verf., wie aus obigen Angaben folgt, Materie aus, die sich miteinander verbinden kann. Die Erscheinung der Polarlichter wird gleichfalls durch eine solche locale Erdausstrahlung hervorgerufen. — Für Physiker wie für Astronomen in gleichem Maasse von Werth ist die Darlegung des Verf.'s, dass das NEWTON'sche Gesetz der Gravitation, nach welchem die Anziehungskraft zwischen zwei Weltkörpern proportional der Masse zunimmt, falsch ist. Hierüber sagt der Verf., dass die von ihm beigebrachten Beweise gar keinen Zweifel aufkommen lassen (S. XVII), und dass es sich bei diesem Gesetze um einen jener grossen Irrthümer handelt, wo der Autoritätsglaube und nicht die sachliche Erwägung den Ausschlag geben.

Die von den anderen Formationen abweichenden Verhältnisse der Urgebirgsformation sind nach dem Verf. nur die Folge des Umstandes, dass die Unterlage des Urmeeres, also die damalige Erdrinde, damals noch so weich war, dass die Massen, sedimentäre wie eruptive, sich gegeneinander verschieben, durchdringen und so aufeinander einwirken konnten. Alle Lebewesen, welche dieses archaische Meer erzeugen konnte, mussten sich

in Bezug auf den Stoffwechsel auf die Kieselsäure und deren Verbindungen beschränken. Die Eiszeit sucht Verf. in etwa folgender Weise zu erklären: Die Sonne strahlt Materie aus, die aber nach Quantität wie Qualität Schwankungen unterworfen ist, je nachdem diese Elemente auf der Erde Gelegenheit zu chemischen Verbindungen haben oder nicht, steigt oder fällt der Wärmefactor. Dazu gesellen sich noch Änderungen in der Schiefe der Erdaxe.

Man sieht, es gelingt dem Verf. in seinen Erklärungen, eine Einheitlichkeit der Naturerscheinungen durchzuführen. Gegenüber seinen bitteren Beschwerden über Unwissenheit und niedrige Gesinnung der Männer der Wissenschaft glaubte Ref. dem Leser doch eine Vorstellung von dem geben zu sollen, was Verf. will. Bekehren wird freilich Verf. die Männer der Wissenschaft nicht; denn die von ihm aufgestellte Hypothese ist, wenn auch mit Abänderung, so doch dem Wesen nach, nichts Anderes als die alte NEWTON'sche Emissionstheorie, welche längst durch FOUCAULT als unhaltbar erkannt wurde, weil nach derselben das Licht im optisch dichteren Medium sich schneller fortpflanzen müsste, während es sich doch in Wirklichkeit umgekehrt verhält.

Branco.

A. Jentzsch: Bericht über die geologische Sammlung des ostpreussischen Provinzialmuseums, nebst Beiträgen zur Geologie Ost- und Westpreussens. Königsberg 1896.

Von allgemeinem Interesse sind die Zugänge zur geologischen Sammlung: a) Sammlung der Gesteinsvorkommen, nach den Sectionen der Karte geordnet. Hier finden sich viele Profile von Tiefbohrungen, von denen einiges besonders Bemerkenswerthe herausgegriffen sei: Für das Diluvium des nördlichsten Ostpreussen ergibt sich das Gesamtprofil: 4 m Jungglacial, 24,6 m Interglacial (Sand mit Grand, Kohle, Sand mit Grand, Thonmergel), 34 m Altglacial, 27 m Frühglacial, Summa 89,6 m Gesamtmächtigkeit bei Memel; auf Kelloway ruhend. Im nördlichen Ostpreussen fehlen im Diluvium die Meeresthiere. Interessante Bohrresultate in der Danziger Niederung.

Profil der 77 m mächtigen Braunkohlenbildung von Heiligenbeil. 83 km langes Interglacialprofil von Königsberg bis Insterburg, bei Allenberg von 32—47 m Tiefe, das Interglacial der „Königsberger Stufe oder des Regiomontau“, darunter 10 m „Wehlauer Thon“, und von 57—69 m Geschiebemergel und Sande. Dirschauer Diluvialprofil: 13 m Jungglacial (Prussian), 30,6 m Interglacial (Neudeckian = Schlanzian, Nogatian und Vistulan), 62 m Altglacial (Stargardian), 14,6 m Frühglacial (? Elbinger Sande). Marienburger Profil; 21,5 m Jungglacial (Mecklenburgian, Rothofian), 32 m Interglacial (Neudeckian-Sande, Schlanzian, Nogatian, Vistulan, Hommelian, liegende Neudeckian-Sande), ca. 70 m Altglacial (Stargardian). Interglaciales Mooskohle von Widminnen. Das mächtigste Tertiärprofil, mit 93 m Braunkohlenbildung bei Schwetz. Profile von Thorn („Thorner Thon“ über der Kreide).

b) Sammlung von Versteinerungen, Geschieben und sonstigen Einzel-
funden: Zu bemerken sind Notizen über Geschiebe, über Soolquellen der
Provinz, triassische „Purmaller Mergel“, Jura in Memel 43 m mächtig,
Mächtigkeit der Kreide, Oligocän mit Bernstein, miocäne Braunkohlen-
bildung, ihre Mächtigkeit, Gliederung des Diluviums, Diluvialfauna, Torf-
proben und -Profile. **E. Geinitz.**

R. Sieger: Geographischer Jahresbericht über Öster-
reich. I. Jahrg. 1894. Wien. gr. 8°. 205 p. 1897.

Auf Anregung der Professoren der Geographie an den österreichischen
Universitäten ist im genannten Jahresberichte ein referirendes Organ für
die zahlreichen geographischen Veröffentlichungen über Österreich geschaffen
worden, das eine sachliche Berichterstattung erstrebt und erreicht. Bei
den zahlreichen Berührungspunkten zwischen Geographie und Geologie
bringt er auch dem Geologen zahlreiche Referate über den geologischen
Aufbau, über Erdbeben, Bergwerke etc. Ausgeschlossen sind lediglich rein
petrographische und palaeontologische Arbeiten. Es werden referirt: Geo-
logischer Aufbau (5 Nummern), Erdbeben (2 N.), Production aus dem
Mineralreiche und Bergwerksgeschichte (25 N.) über ganz Österreich, geo-
logische Karten der Alpen (2 N.), Aufbau des Gebirges (19 N.), Bergwerks-
geologie (6 N.), Eiszeitspuren (5 N.), Production aus dem Mineralreiche
(1 N.), Aufbau und Oberflächengestaltung der Karstländer (6 N.), Aufbau,
geologische Aufnahme und Bergwerksgeologie der Sudetenländer (17 N.),
Geologie Böhmens (7 N.), Mährens (7 N.), geologische und andere Karten,
Aufbau und Bergwerksgeologie der Karpathenländer (11 N.). Von den
635 Referaten des Berichtes entfallen also der sechste Theil auf geologische
Publicationen; bei seiner Objectivität ist er daher auch dem Geologen
wichtig. **Penck.**

W. B. Clarke: Maryland Geological Survey. 8°. 1. 539 p.
17 Pls. Baltimore 1897.

Es ist dies der erste Band, welcher von der jetzt neu gegründeten
geologischen Landesaufnahme des Staates Maryland, Nordamerika, heraus-
gegeben wird. Nach historischen Betrachtungen folgt eine Darlegung des
Standes der gegenwärtigen Kenntnisse von der physiographischen und geo-
logischen Beschaffenheit Marylands. Verf. schildert zuerst die einzelnen
Regionen des Gebietes und bespricht sodann der Reihe nach die verschie-
denen Formationen, welche an dem Aufbau desselben theilnehmen. Dann
folgt eine Darlegung der mineralischen Schätze an Steinen und Metallen,
welche das Land birgt. Einen breiten Raum nimmt die Bibliographie und
Kartographie ein, welche Bezug auf Maryland hat. Zum Schlusse folgt
ein erster Bericht über die magnetischen Verhältnisse des Gebietes.

Branco.

Physikalische Geologie.

R. v. Sterneck: Relative Schwerebestimmungen, ausgeführt in den Jahren 1895 und 1896. (Mitth. k. u. k. militärgeogr. Inst. 17. 100—160. 1 Taf. 1898.)

Verf. setzte seine Schweremessungen (dies. Jahrb. 1896. I. -234-) im östlichen Theile von Böhmen, in Nordmähren und Schlesien, sowie im westlichen Ober-Ungarn an 63 Stationen fort, so dass die Zahl seiner Beobachtungsstationen in Österreich-Ungarn sich auf 499 hob. Damit werden seine Untersuchungen zu einem, wir hoffen nur vorläufigen Abschluss gebracht, und obige Arbeit erhält durch einige allgemeinere Betrachtungen ein abschliessendes Gepräge. Es werden nämlich die Messungsergebnisse nicht bloss auf einer Karte der Abweichungen der Schwere vom Normalwerthe, durch Isogammen, unter Berücksichtigung der Anziehung der Massen unterhalb der Stationen (BOUGUER's Reduction) dargestellt, sondern Verf. unternimmt eine Bearbeitung nach neuem Gesichtspunkte. Er gruppirt die Stationen nach ihrer Lage in bestimmten Höhenintervallen, und ermittelt die Abweichungen der Schwere dieser Gruppen von der im Meeresniveau anzunehmenden. Dabei ergibt sich, dass die Abnahme der Schwere mit der Höhe im untersuchten Gebiete fast genau so wie bei der Erhebung in freier Luft geschieht. Das Gebiet befindet sich daher im Grossen und Ganzen im isostatischen Gleichgewicht. Im Einzelnen ergeben sich jedoch Abweichungen. Sie werden durch ein Kärtchen der Abweichungen der Schwere von ihrem normalen Werthe dargestellt, wobei die Anziehung der Massen unterhalb der Stationen nicht mehr eliminirt wird und jener Betrag der Schwere als Normalwerth eingeführt wird, der sich den Einzelbeobachtungen am besten anschmiegt, das ist der OPPOLZER's für Wien ($g = 9,80932$ m). Das sich ergebende Kartenbild ist erheblich von dem früher für die Abweichungen der Schwere vom Normalwerthe (nach BOUGUER's Reduction) erhaltenen verschieden. Im Allgemeinen wiegen die Gebiete positiver Abweichungen vor, die Alpen sammt ihrem oberösterreichischen Vorlande, die Gegend südöstlich Budweis, das Land an der unteren March, an der Insel Schütt, unterhalb Budapest und westlich vom Plattensee haben zu geringe Schwere. Eine dritte Karte stellt den Verlauf der isostatischen Fläche dar, d. h. derjenigen, in welcher der normale Betrag der Schwere herrscht. Sie liegt im Westen über, im Osten unter dem Meeresspiegel. Ihr Spielraum bewegt sich zwischen $+700$ und -500 m. Ein viertes Kärtchen endlich zeigt die Erhebungen des planirten Landes über und unter der isostatischen Fläche, es zeigt also die Massen, die sich nicht im isostatischen Gleichgewichte befinden, die Massenüberschüsse und die Defecte. Die Gebirge stellen auf dieser Karte die Massenanhäufungen, ihre Vorländer die Defecte dar, ersichtlich werden die Massen, welche Lothstörungen verursachen. „Auch für die Geologie dürften unsere Darlegungen,“ bemerkt Verf. zurückhaltend, „manche Andeutungen über den Aufbau der obersten Erdkruste enthalten.“ Ref. würde seine Aufgabe überschreiten, wenn er diese Andeutungen, die zum Theil direct aus der Karte 4 entnommen

werden können, hier besonders hervorheben wollte, er beschränkt sich, zu bemerken, dass sie in gleicher Richtung weisen wie die Ergebnisse GILBERT's (dies. Jahrb. 1896. I. -407-), und empfiehlt das Studium der Originalarbeit v. STERNECK's auf das Angelegentlichste. **Penck.**

W. Hallock: Underground Temperatures at Great Depths. (Amer. Journ. of Sc. 154. 76. 1897.)

Ein in Wheeling, W. Va., getriebenes 1570' tiefes Bohrloch wurde nach sorgfältigen Temperaturmessungen im Jahre 1891 geschlossen; nach seiner Öffnung 1893 erwies es sich durch von unten eingedrungenes Wasser bis 40' unter der Oberfläche erfüllt. Die Temperaturmessungen ergaben gegenüber den 1891 angestellten einen Unterschied, der 0,2° F. nirgends überschritt, und erwiesen gleichzeitig, dass in dem Rohr von 12 cm Durchmesser keine nennenswerthe Circulation stattgefunden haben kann.

Ein in Pittsburgh, Pa., getriebenes Bohrloch zeigte in einer Tiefe von 2350' 78° F., bei 5000' 120,9°; für den Grund bei 5386' wird aus diesen Zahlen eine Temperatur von 127° F. berechnet. **Milch.**

M. Eschenhagen: Magnetische Untersuchungen im Harz. (Forschungen z. deutsch. Landes- u. Volkskunde. 11. (1.) 20 p. u. 2 Taf. 1898.)

Die vorliegende Abhandlung enthält die Resultate der vom Verf. im Anschluss an die magnetische Vermessung Norddeutschlands ausgeführten Specialuntersuchung des Harzes. Von den ermittelten Anomalien sei als geologisch wichtig vor Allem hervorgehoben die Thatsache, dass eine magnetische Kammlinie (Attractionslinie) etwa von Herzberg über den Gr. Knollen, Ellrich, Ilfeld, Stolberg nach Sangerhausen verläuft, mit einer Abzweigung O. Stolberg über Mägdesprung nach Quedlinburg. Bei Herzberg, sowie zwischen Ellrich und Stolberg verläuft diese Linie gleichzeitig in dem Gebiet grösster positiver Störung der magnetischen Verticalkraft. Letztere tritt SO. einer mit mehrfachen Krümmungen von Osterode nach Blankenburg gezogenen Linie auf, während N. und NW. derselben negative Verticalstörung herrscht, mit Ausnahme der Gegend von Seesen und Harzburg. Ganz besonders auffällig ist die Parallelität der oben erwähnten magnetischen Kammlinie mit der nördlich von ihr gelegenen, etwa von Osterode über Andreasberg, Hasselfelde, Güntersberge, Wippra verlaufenden Linie ohne Lothabweichung, also der Symmetrielinie gleicher Massenanziehung. Die Ursache der magnetischen Anomalien erblickt Verf. in dem Vorhandensein bedeutender Massen stark eisenhaltiger specifisch schwerer Granite in der Tiefe des Gebirges südlich vom Brocken, und durch diese Annahme erklärt er auch die Anomalien der Lothabweichungen. Einen ungefähren Anhalt, in welcher Tiefe man sich die anziehenden Massen gewissermaassen concentrirt zu denken hat, geben die berechneten Tiefen des Massencentrums, 18 km unter der magnetischen Kammlinie, 34 km

unter Rothesütte. — Am Schlusse wendet sich Verf. gegen die Erklärung der magnetischen Anomalien durch Ablenkung der Erdströme, welche er für den Harz als widerlegt betrachtet.

Taf. 1 giebt eine Darstellung der magnetischen Anomalien; auf Taf. 2 wird die Lage der magnetischen Kammlinie und der Linie ohne Lothablenkung zu den Granitmassiven des Harzes veranschaulicht; ein N.—S.-Querprofil durch den Harz soll die ungefähre Lage des anziehenden Massen-centrums andeuten.

Beushausen.

H. Gannett: Magnetic Declination in the United States. (XVII. Ann. Rep. U. St. Geol. Survey. 1895—96. Washington 1896. 1. 201—440. 2 pl.)

Die Arbeit soll praktischen Zwecken dienen. Eine Einleitung giebt Aufschluss über die Quellen, aus denen die Daten stammen, dann werden kurz die periodischen, täglichen und jährlichen Schwankungen und ausführlicher die säcularen besprochen, endlich in extenso die Zahlen für die einzelnen Staaten mitgetheilt. Auf etwaige Beziehungen zwischen geologischem Bau und Declinationswerth ist keine Rücksicht genommen.

O. Mügge.

Fr. Salmojrighi: Formazioni interglaciali allo sbocco di Val Borlezza nel Lago d'Iseo. (Rend. R. Ist. d. Sc. e Lett. (2.) 30. 24 p. 1897.)

Pianico liefert die classischen interglacialen Profile der Südalpen. Dass die dortigen pflanzenführenden Mergel interglacial sind, hat zuerst JAMES GEIKIE erwiesen, und ist unabhängig von ihm seither wiederholt von BALTZER ausgeführt worden (Mith. naturf. Gesellsch. Bern 1891. p. 77; dies. Jahrb. 1896. I. -159-; 1897. II. -101-). SALMOJRIGHI gesellt zu diesen interglacialen Mergeln noch ein interglaciales Delta der Borlezza, bedeckt von interglacialen Kalktuffen am Ufer des Iseo-Sees. Im Sandsteine des Deltas fand er *Limnaea lagotis* SCHRANK, *Cyclas*, *Lithoglyphus* cf. *fluminensis* LANG, *Pisidium*; im Kalktuffe *Clausilia cruciata* STUDER, *Cl. Strobili* PORRO, *Succinea oblonga* DRAP., *Helix angigyra* ZIEGL. Gekritzte Geschiebe im Delta erweisen eine vorangegangene Vergletscherung, ein Gletscherschliff auf seinem Materiale eine nachfolgende. Weiter gelingt es SALMOJRIGHI, in der von BALTZER zuerst erwähnten und mit aller Reserve als Deckenschotter gedeuteten Dolomitbreccie, dem crespone der Gegend, gekritzte Geschiebe aufzufinden, welche eine seiner Bildung vorangegangene Vergletscherung erweisen. Diese Breccie wird daher gleichfalls als interglacial gedeutet, und zwar ohne bestimmte Gründe in die erste Interglacialzeit verwiesen. Als präglacial gilt die Nagelfluh von Lovere. Ein Kärtchen 1 : 25 000 giebt die Verbreitung dieser Ablagerungen an.

Sehr eingehend beschäftigt sich SALMOJRIGHI mit der Entstehung des Seebeckens, in dem die Mergel von Pianico zur Ablagerung kamen. Er glaubt, dass der Borlezza-Fluss in präglacialen Zeiten im Val Cavallina

abfloss, und erst seitdem der Ogliogletscher über niedrige Sättel darin eindrang, zum Iseo-See abgelenkt wurde. Die Vergletscherung soll auch die Wanne des späteren Sees ausgeschliffen haben. Ref., welcher 1892, vor dem Erscheinen der ersten BALTZER'schen Arbeit, die Gegend besuchte, kam damals zu gleichem Ergebnisse wie BALTZER, nämlich dass es sich um einen alten Moränendammsee handelt. Das geht aus den hypsommetrischen Verhältnissen an der Stelle deutlich hervor, wo sich die Seebildung zwischen die Moränen einschaltet. Sie lagert sich hier an eine ältere Moräne deutlich an.

Penck.

Fr. Leverett: The Pleistocene Features and Deposits of the Chicago Area. (Chicago Acad. of Sc. Bull. of the Nat. Hist. Survey. 2. 56 p. 4 pls. 8 Fig. 1897.)

Von den zahlreichen, von CHAMBERLIN unterschiedenen Abtheilungen der nordamerikanischen Glacialbildungen spielen nur zwei in Illinois und Westindiana eine bedeutendere Rolle, nämlich das Illinoian und das Wisconsin. Das Illinoian bildet einen von Thälern bereits tief zerfurchten Lappen, das Wisconsin zeigt noch deutliche Endmoränenwälle. [Es herrscht also ein ähnlicher Gegensatz der Form wie zwischen den äusseren und inneren Moränen des Alpenvorlandes. Ref.] Im Wisconsin sondern sich die Moränen in zwei Abtheilungen, welche nicht völlig concentrisch verlaufen, und zwischen welchen also eine seitliche Verschiebung der Eiszunge eingetreten sein muss. Speciell um Chicago sind die zwei Endmoränensysteme des jüngeren Wisconsin entwickelt, welche das Südufer des Michigan-See umgürten, nämlich das Valparaiso- und Seeufersystem. Ihr Material ist durch Bohrungen mehrfach bis tief unter den Seespiegel nachgewiesen. Sie erfüllen ein altes Thal unter der Stadt. Als Liegendes ist Sand, dann und wann „Soil“, also Erdboden erbohrt; der da und dort anstehende Fels ist westwärts geschrammt. Am Seeufer finden sich drei Terrassen, Glenwood beach 16—18 m über dem See, Calumet beach 10 m über dem See und Tolleston beach 5,5—7,5 m über dem See. Der Schotter von Calumet beach bedeckt ein Torflager, seiner Ablagerung muss also eine Hebung vorausgegangen sein, der eine Senkung folgte. Tolleston beach ist reich an Schalenresten (die zugehörigen Species werden nicht angeführt). Zur Zeit dieser Uferlinien hatte der See bei Chicago einen Abfluss durch den Des Plaines-Fluss zum Illinois-Fluss, dessen Thal dementsprechend für seine heutige Wasserführung unverhältnissmässig breit ist. Die Tafeln zeigen die Verbreitung des Illinoian und Wisconsin, sowie der Moränen bei Chicago; die Ansichten zeigen Felsschrammen, Erosionswirkungen des Abflusses und Uferlinien.

Penck.

G. K. Gilbert: Modifications of the Great Lakes by Earth Movement. (National Geogr. Mag. 8. 233—247. 1897.)

Das steile Gefälle und die Jugendlichkeit der Nipissing-Uferlinie an den Grossen Seen legen dem Verf. die Frage nahe, die gegenwärtigen

Veränderungen von deren Uferlinien näher zu untersuchen. Er verglich den Wasserspiegel an ruhigen Tagen zwischen Juli und October 1896, als er als ungestörte Niveaufläche angesehen werden konnte, mit einnivellirten Fixpunkten. Er constatirte dadurch Veränderungen im Niveau der letzteren. Wenn sich dieselben auch in engen Grenzen bewegen, so weisen sie doch stets in gleiche Richtung, nämlich auf eine Hebung im Nordosten und eine Senkung im Südwesten, welche auch durch die Nipissing-Uferlinie erwiesen werden: Verf. hält deswegen eine fortschreitende Verbiegung des Seengebietes für erwiesen. Sie hebt die Schwellen des Ontario- und Erie-Sees über beide, weswegen beide positive Bewegungen ihrer Uferlinien zeigen, während der Obere See und die Gruppe des Michigan-Huron-Sees im Nordosten Hebungs-, im Südwesten Senkungserscheinungen aufweisen. Der mittlere Betrag der Deformation ist 8 cm auf 100 km in 100 Jahren. Hiernach würde in 1500 Jahren sich bei Chicago ein permanenter Ausfluss des Michigan-Sees öffnen, und in 3000 Jahren würde der Niagara aufhören zu fließen.

Penck.

Fr. B. Taylor: A Short History of the Great Lakes. (Studies in Indiana Geography. No. X. 1897.)

In dieser Abhandlung fasst Verf. die neuesten Ergebnisse der Untersuchungen über die grossen Seen des St. Lorenzgebietes, an welchen er selbst wesentlich mitbetheiligt ist, übersichtlich zusammen. Er zeigt nach kurzer geographischer Einleitung, dass sie auf einer alten Landoberfläche liegen, welche durch Krustenbewegungen verbogen ist, und deren Thäler durch Ablagerungen der Eiszeit verstopft sind. Die Endmoränen des läurentischen Inlandeises umgürten sie im Süden in grossen Bogen. Als sich das Inlandeis zurückzog, entstanden zwischen ihm und der Moränenumwallung Stauseen, welche zunächst nach dem Mississippi abflossen, nämlich der Duluth-See am Oberen See durch den St. Croix-Fluss entwässert, der Chicago-See am Südende des Michigan-Sees durch den Illinois und der Maumee-See westlich vom Erie-See durch den Wabash abfliessend. Bei weiterem Rückzuge des Eises fand der Maumee-See einen tieferen Abfluss nach Westen bei Imlay, weswegen er sich um 8—10 m senkte; hierauf verwuchs er mit den über dem heutigen Erie-See und St. Claire-See aufgestauten Wassern zum Whittlesey-See, der nach dem Saginaw-See südlich der Saginaw-Bucht und weiter durch den Grand River zum Chicago-See abfloss. Als darauf nahezu das ganze Gebiet der grossen Seen eisfrei geworden war, wurde es von einem einheitlichen grossen Stausee, dem Warren-See, eingenommen, der im Mohawk-Flusse einen Auslass zum Hudson fand. Dieser grosse See zerfiel bei weiterem Eisrückgange in den Algonkin-See über den drei oberen Seen, und den Iroquois-See über dem Ontario-See. Beide hingen anfänglich über den Erie-See und den Niagara, später durch den Trend-Fluss zusammen, bis endlich die niedrige Furche am oberen Ottawa eisfrei wurde. Über sie floss der an Stelle des Oberen, Michigan- und Huron-Sees befindliche Nipissing-See zum Champlain-Golfe

ab, während der Niagara lediglich die Erie-Wasser dem Iroquois-See zuführte, der seinerseits gegen den Champlain-Golf ziemlich offen war. Die späteren Veränderungen sind namentlich der Hebung des Landes zu danken, welche der ursprünglich ebenen Strandlinie des Algonkin-Sees einen Anstieg nach Nordosten von 0,11 ‰ gab. Es hob sich demzufolge der Abfluss zum Ottawa-Flusse allmählich über die Schwelle zwischen Huron- und Erie-See, so dass der Abfluss der grossen Seen seine heutige Richtung einschlug. Die Niagaraschlucht unterhalb des Wasserfalles spiegelt diese Veränderungen; sie ist die ersten 3,4 km breit, dies Stück ist durch den heutigen Strom eingeschnitten, wozu er 5000—10 000 Jahre brauchte. Die nächsten 1,2 km ist die Schlucht eng, sie ist lediglich ein Werk der Erie-Wasser zur Zeit des Nipissing-Sees. Eine Anzahl Karten illustriert die Arbeit, welche auf Citate verzichtet.

Penck.

W. J. McGee: Sheetflood Erosion. (Bull. Geol. Soc. America. 8. 87—112. 1897.)

Der Erosion des in Flüssen fliessenden Wassers stellt Verf. die des über breite Flächen sich bewegenden gegenüber. Es handelt sich um eine Art von Abspülung in regenarmen Ländern nach heftigen Regengüssen. Dann werden weite Flächen überfluthet, es entsteht eine Flachfluth (Sheetflood), welche sich fortschreitend und zugleich wellenförmig bewegt. Gelegentlich seiner Reisen in Arizona und dem angrenzenden Staate Sonora hat Verf. 1894 eine solche Flachfluth beobachtet. Sie trat nach einem kurzen Regenguss ein, der etwa 5 mm Wasser lieferte. Ihr Wasser war dick von Schlamm und deckte eine Fläche von 2,4 km Breite und 0,8 km Durchmesser; es bewegte sich anfänglich so rasch wie ein Rennpferd, dann langsamer. Seine Stirn bildete einen 1,5—3 dm hohen Wall, die Tiefe wechselte zwischen 2—3 dm. Quer zur Wasserbewegung verliefen Wellen, welche öfters überschlugen und 15—50 m Abstand hatten. Die Fluth dauerte 5 Minuten in voller Kraft, dann begann sie langsamer vorzuschreiten, und nach einer halben Stunde war sie verlaufen. Ihre Wirkung bestand in der Anschwemmung von allerhand Getreibsel, sowie der Ablagerung von einer etwa 25 mm dicken Schlammschicht. In diesem Falle kam das Wasser aus einer Barranca und verbreitete sich über einen Schuttkegel; in anderen Fällen, welche durch angeschwemmtes Getreibsel festgestellt wurden, lag der Ursprung der Fluth in der Ebene.

Solche Flachfluthen, für deren Entstehung ein trockenes Klima mit einzelnen aber ergiebigen Regenschauern, ein flaches Gelände sowie eine Bodenbedeckung mit nicht allzu reichlichem losen Material wichtig ist, sind nach McGEE ein wesentlicher Factor für die Einebnung des Landes. McGEE schreibt es wesentlich ihrem Auftreten zu, dass im Staate Sonora zwischen steil aufragenden Bergketten weit ausgedehnte Ebenen vorkommen, welche $\frac{4}{5}$ der Fläche einnehmen und einem grossen Systeme oceanischer Flachböschungen angehören, in welchem die Mehrzahl der Flüsse versiegt. Diese Ebenen bestehen nur zum kleineren Theile aus losen An-

schwemmungen; in der Regel sind sie rein oberflächlich mit losem Schutte bedeckt und bestehen in geringer Tiefe aus festem Gesteine, so wie es Ref. vom Nordrande der neukastilischen Ebene (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. 1894. 132) beschrieben hat.

Betreffs der Bemerkungen des Verf.'s über den geologischen Bau von Sonora muss auf die Abhandlung verwiesen werden. **Penck.**

M. Lugeon: La loi de formation des vallées transversales des Alpes occidentales. (Leçon d'ouverture du cours de géographie physique professé à l'Université de Lausanne.) (Bull. de la Soc. vaud. des Sc. nat. 33. No. 124. 1897. 36 p. 3 pls.)

Verf. beschäftigt sich mit einigen hydrographischen Problemen aus dem Gebiete der Westalpen. Für die Richtung der Querthäler, in denen die meisten westalpinen Flüsse längere oder kürzere Zeit fließen, sind tektonische Ursachen bestimmend gewesen, und zwar nicht Brüche, sondern Synklinalen, deren Axe quer zur Hauptfaltung des Gebirges verläuft. (Es ist von grossem Interesse, dass auch in den Westalpen eine „Querfaltung“ auftritt, wie sie in den Kalkketten der Ostschweiz und in der lombardischen Sedimentzone beobachtet wurde.) Weiter hat Verf. den Oberlauf der Isère und ihrer Zuflüsse studirt und ist zu dem Ergebniss gekommen, dass diese im Pliocän nordwärts durch den See von Annecy floss und erst spät durch einen Nebenfluss der Romanche nach Westen abgelenkt wurde. Die Rhône strömte in vordiluvialer Zeit durch den Col d'Attalens oberhalb Vevey und weiter im Thale der Broie dem Rheine zu, während die Drance weiter im Westen durch den Col de Mormont, die tiefste Stelle zwischen Neuenburger und Genfer See, wohin RÜTMEYER den Rhônedurchbruch verlegt hatte, ihren Ausweg nach Norden fand. Ein von Ost nach West gerichteter Fluss mit stärkerem Gefälle leitete nacheinander Arve, Drance und Rhône in sein Bett.

E. Philippi.

M. Lugeon: Le Rhône Suisse tributaire du Rhin. (Compt. rend. 124. 106—109. 1897.)

Abweichend von der Ansicht RÜTMEYER's wird angenommen, dass die Rhône ihren Lauf durch die Thalfurche von Attalens, zwischen dem Mt. Pelerin und dem Mt. Vuarat, genommen habe und durch den Lac de Morat in das Rheinthal gelangt sei, während die Drance, ebenfalls ursprünglich ein Nebenfluss des Rheins, ihren Lauf durch den See von Neuchâtel genommen hat.

H. Behrens.

W. Upham: Modified Drift in Saint Paul, Minnesota. (Bull. Geol. Soc. of America. 8. 183—196. 1897. pl. 15.)

Das Mississippi-Thal ist hier in nahezu horizontal liegenden Trentonkalk eingeschnitten. Längs des Flusses liegen in 25—75' Höhe überall

diluviale Sande und Kiese, ausserdem erscheinen aber 100—125' höher noch wieder plateauartige Ablagerungen der Art, die einen ehemaligen, durch die diluvialen Eismassen abgedämmten See bezeichnen. Der Spiegel des Sees lag ursprünglich etwa 250' über dem jetzigen Fluss, senkte sich aber nach und nach um 60—70'; es sind daher eine Reihe solcher Plateaus von verschiedener Höhe zu unterscheiden. Ihre Ablagerungen sind wohl durch Einschwemmungen seitlich in den See mündender Flüsse entstanden, die, auf dem Eise fliegend, das durch Ablation frei werdende Material wegführten. Einige dieser Plateaus sind auch mit Sand- und Kiesrücken (Eskers) verbunden, die wahrscheinlich die Ausfüllungsmassen der von Eis umwallten Canäle bildeten, in denen ein Theil der Wässer jenen Seen zugeführt wurden. Die ehemalige Ausdehnung dieses Lake Hamline genannten Sees ist bis jetzt nicht näher festgestellt. O. Mügge.

N. Sokolow: Beiträge zur Kenntniss der Limane Südrusslands. 8^o. 18 p. 1 Taf. St. Petersburg 1897.

Wenn im Frühjahr die Flüsse in Südrussland Hochwasser haben, unterliegen natürlich ihre Limane (Haffe) in höherem oder geringerem Grade der Versüßung. Besonders wenn sie völlig vom Meere abgeschlossen sind, geht damit Hand in Hand eine ganz bemerkbare Hebung ihres Niveaus. Bei dem Liman des Bug jedoch übt dieser Fluss in dieser Beziehung gar keinen bemerkbaren Einfluss aus, da der Liman gegenüber den relativ geringen Wassermassen des Bug gewaltig gross ist. Hier muss erst das, einen Monat später eintretende Hochwasser des Dnjepr kommen, um die Versüßung des Bug-Limans zu bewirken. Die Untersuchungen des Verf.'s, gestützt auf die chemische Analyse des Bug-Liman-Wassers, lehren uns den Gang dieser periodischen Versüßung kennen, welche bis auf den Grund des Limans hin Platz greift, so dass zuletzt alles Salzwasser aus demselben verdrängt ist, bis dann wieder später Versalzung durch Eintritt des Schwarzen Meeres-Wassers eintritt.

Auf die im Laufe der geologischen Zeiten erfolgten Niveauverschiebungen des Schwarzen Meeres werfen die Tiefbohrungen Licht, welche von der Zuckerfabrik Odessa auf einer niedrigen Sandbarre oder Nehrung angelegt wurden, durch die der Kujalnik- und der Hadshibey-Liman vom Schwarzen Meere abgetrennt sind. Da jene Barre von den Wogen dieses Meeres angeschwemmt ist, so geben uns die Schichten, aus welchen sie aufgebaut ist, ein Bild von der Geschichte dieses Meeres. Es wurden durchsunken 120 Fuss Sande und Thone, wechselnde Süß- und Brackwasserablagerungen, welche die heute noch dort lebende Fauna einschliessen. Darunter wurden tertiäre Kalke der sarmatischen Stufe erbohrt, von derselben Beschaffenheit, wie sie in dortiger Gegend 100—120 Fuss über dem Meeresspiegel anstehen. Es ist also unter der Barre zufällig das Bett eines ehemaligen Flusses erbohrt worden, welches der letztere zu postpontischer Zeit in dem damaligen Festlande erodirte. Dieser alte Wasserlauf wurde dann später, als das heutige Schwarze Meer über jener Gegend

sich ausdehnte, von den Sedimenten desselben 120 Fuss hoch zugedeckt. Daraus nun, dass es einem Flusse möglich war, in damaliger Zeit dieses, jetzt 120 Fuss unter dem Meeresspiegel liegende Thal auszufurchen, geht mit Sicherheit hervor, dass das Niveau des Meeres, welches dem heutigen Schwarzen Meere voranging, etwa 120 Fuss tiefer lag als das heute der Fall ist.

Branco.

Petrographie.

Fr. Berwerth: Mikroskopische Structurbilder der Massengesteine in farbigen Lithographien. Nach der Natur lithographirt von A. BERGER und L. STEINER. Gedruckt in der lith. Anstalt von A. BERGER in Wien. Lief. III mit 8 Taf. 4^o. Stuttgart 1898. [Dies. Jahrb. 1897. II. -282-.]

Die vorletzte Lieferung beginnt mit der Darstellung des Granitits von Konopischt, Böhmen. Das Bild soll die diagnostischen Vortheile der BECKE'schen Tinctions-Methode vor Augen führen. Um das Mengenverhältniss, die Vertheilung und die genaue Unterscheidung der drei farblosen Gemengtheile, Quarz, Orthoklas und Plagioklas zu erhalten, ist das Präparat durch Flusssäure geätzt und mit Anilinblau gefärbt. Der Plagioklas erscheint tiefblau gefärbt, der Orthoklas hat fast unmerklich Farbe aufgenommen, seine Kanten sind aber durch die Säure gerundet und seine Risse und Spalten vertieft worden; der Quarz ist vollkommen farblos geblieben. — Auf den folgenden Tafeln sind dargestellt: Cordieritglimmerhornfels vom Monte Doja in der Adamellogruppe (Hornfelsstructur); Amphibol-Peridotit von Schriesheim im Odenwald (poikilitische Structur); Augit-Minette von Schwarzenbach im Odenwald (panidiomorph-körnige Structur); Quarzkeratophyr-Tuff aus dem Steinbruch „im alten Garten“ bei Schameder in Westfalen (Aschenstructur nach MÜGGE); Trachyt (Domit) aus der Auvergne (orthophyrische Structur); Basalt vom Sagberg, Bakonyer Wald, Ungarn (holokrystallin-porphyrische Structur); Basalt aus der Gegend von Abu-Zabel am Ismaïlia-Canal, Aegypten (hypokrystallin-porphyrische Structur).

Th. Liebisch.

F. Loewinson-Lessing: Petrographisches Lexikon. Supplement. (Extrait des Acta et Commentationes Imp. Universitatis Jurievensis 1898. 8^o. 96 S. Jurjew 1898.)

Seit dem Erscheinen des Lexikons (dies. Jahrb. 1895. I. -296-) ist die Zahl der petrographischen Bezeichnungen ungemein gewachsen. Verf. hat daher sehr bald das in Aussicht gestellte Ergänzungsheft herausgegeben und darin auch einige Berichtigungen früherer Angaben aufgenommen.

Th. Liebisch.

A. Gärtner: Über Vivianit und Eisenspath in mecklenburgischen Mooren. (Inaug.-Dissert. Rostock. Güstrow 1897. 8°. 58 S. Sonderabdruck aus Archiv des Ver. d. Fr. d. Naturgesch. Meckl. 51. 1897. Mit 4 Profilen.)

In den mecklenburgischen Torfmooren findet sich der Vivianit meist nur in Schichten zwischen 20 und 60 cm unter der Erdoberfläche. Der Eisenoxyd- und Phosphorsäuregehalt von Durchschnittsproben beträgt:

	Eisenoxyd	P ₂ O ₅	Organ. Substanz
Krume 0— 20 cm . . .	14,09	1,92	—
Torf 20— 40 „ . . .	10,65	2,90	46,51
„ 40— 60 „ . . .	24,75	6,75	53,41
„ 60—100 „ . . .	4,02	0,57	85,06
Kalk	2,06	Spur	—

Es wurde in dem Torf neben dichtem, farblosem Vivianit auch Eisenspath in Knollen gefunden. Der Vivianit enthielt 14,5—44% Eisen-carbonat und 32,5—80,0% Fe₃(PO₄)₂, sowie 3—34% CaCO₃ und in einem Falle 17% Calciumphosphat. Der Eisenspath enthielt 39—74% Eisen-carbonat und wechselnde Mengen Ferrophosphat, Calciumcarbonat und Eisenhydroxyd. In Drusen im Eisenspath fand Verf. auch zwei Mal kleine Krystalle von krystallisiertem Vivianit von hellblauer Farbe.

Den Vivianit, der bei Luftabschluss sehr beständig ist, fasst Verf. als Resultat der Einwirkung von phosphorsaurem Ammon auf, welches auf Lösungen von humussaurem Eisenoxydulammon oder von doppeltkohlen-saurem Eisen, sowie auf Raseneisenstein oder Eisenspath einwirkt. Das Eisen entstammt nach Ansicht Verf.'s den sehr zahlreichen nordischen Ge-schieben, denen es durch die Humussäuren entzogen wird. Die Phosphor-säure gelangte wahrscheinlich hauptsächlich in einem bestimmten Zeit-abschnitt in den Torf und rührt von Thierleichen und Fäkalien her, die sich an Flussläufen ansammelten, welche den Torf durchschneiden. Die Bildung des Eisenspaths führt Verf. auf die ziemlich beträchtlichen Mengen von Ammoniak im Torf zurück. Es wird dadurch das Eisencarbonat aus der Lösung des Dicarbonats gefällt. Auch kann Kohlensäure und kohlen-säurehaltiges Wasser bei Gegenwart von Humussubstanz den Raseneisen-stein in Eisenspath verwandeln. Eine Verwerthung des zuweilen ziemlich beträchtlichen Phosphorsäuregehaltes einzelner Torfschichten für die Land-wirtschaft ist bisher noch nicht gelungen.

Bodländer.

G. C. Laube: Die geologischen Verhältnisse des Mineral-wassergebietes von Giesshübl Sauerbrunn. 8°. 36 S. 2 Tafeln. Giesshübl Sauerbrunn 1898.

Das am rechten Ufer der Eger etwa auf der Grenze des Karlsbader Granit-gebirges und des Duppauer Basaltgebirges belegene Mineralquellengebiet von Giesshübl gehört der Kette von Gesundbrunnen an, die sich im Bereiche der grossen „böhmischen Thermalspalte“ längs des Südostabsturzes des Erzgebirges

von der Elbe bei Bodenbach bis zum Fichtelgebirge W. Franzensbad erstreckt, und liegt, wie die meisten übrigen, auf der Südseite dieser grossen Grabenversenkung. Den Sockel des Gebiets von Giesshübl (Taf. 1) bildet Granit, der der südöstlichen Randzone des aus dem Erzgebirge in das Karlsbader Gebirge herübersetzenden Stockes angehört und zu dem „Erzgebirgsgranit“ des Verf.'s zu rechnen ist. Auf dem Granit liegt ein grauer, braungebänderter Letten von wechselnder Mächtigkeit, neben dem untergeordnet Süsswasserkalk auftritt; beide Gesteine werden analog den gleichartigen Bildungen des Duppauer Gebirges vom Verf. zur aquitanischen Stufe des Oberoligocän gestellt. Über diesen Sedimentschichten folgen eng miteinander verknüpfte Tuffe und Basaltgesteine. Die ersteren treten als „Brockentuffe“ mit Einschlüssen von scharfkantigen oder abgerollten sehr verschieden grossen Bruchstücken von schlackigen Gesteinen, Tephriten, Basalten, Mandelsteinen oder weniger häufig als feinkörnige „Aschen- oder Sandtuffe“ auf. Für die als „Zwerglöcher“ bekannten Hohlräume im Brockentuffe hält Verf. die Entstehung infolge von Gasausbrüchen nicht für ausgeschlossen. Die Basaltgesteine setzen sich aus Tephriten und Basalten (Leucit- und Nephelintephrit, Nephelinit, Leucitit und Augit) zusammen und sind theils Gang-, theils Deckengesteine. Der Leucitbasalt ist jünger als der Nephelinit.

Die Mineralquellen von Giesshübl liegen auf Spalten, welche dem hercynischen System angehören und bilden zwei nach ihrem Austrittsgebiete geschiedene Gruppen, deren erstere im Erosionsthale der Eger aus dem Granit hervortritt, in dem sie ihren Entstehungsherd hat, und die eigentlichen Quellen von Giesshübl Sauerbrunn umfasst, während die zweite die weiter im Osten im Bereiche der Basaltgesteine vereinzelt auftretenden eisenreichen Quellen von Lomitz und Lappersdorf begreift. Besonders genau konnte von den ersteren die mächtige König Otto-Quelle untersucht werden, die aus einer h 3—4 streichenden, sich mit einer in h 1—2 heransetzenden Nebenspalte schaarenden Hauptspalte (Taf. 2) hervortritt, die durch O.—W. (h 5—7) streichende mit Gangquarz erfüllte Klüfte gequert wird. An den Schaarungspunkten mit den Querklüften wurde lebhafter Gasauftrieb beobachtet, und es konnte nachgewiesen werden, dass die O.—W.-Spalten vornehmlich die Kohlensäure, die Haupt- und Nebenspalte hauptsächlich das Grundwasser zuführen. Auf einem gesonderten zweiten, O.—W. gerichteten Kluftsysteme liegen die drei anderen eigentlichen Giesshübler Quellen, die Elisabeth-, Franz Josephs- und Löschner-Quelle. Die kohlen-sauren Wässer bewirken eine weitgehende Zersetzung und Auslaugung des Granits, die bei der Elisabeth- und der Franz Josephs-Quelle in den oberen Teufen schon zur vollständigen Umwandlung in Kaolin gediehen ist. Von den Quellabsätzen ist neben dem Quellsinter mit 92,420 Ca CO₃ besonders beachtenswerth die Ausscheidung der Kieselsäure in Gestalt von secundärem krystallisirten Quarz in den vorhandenen und entstehenden Lücken des Gesteins, da diese Thatsache neben anderen für einen ursächlichen Zusammenhang der ja auch in anderen böhmischen Mineralwassergebieten auftretenden Quarz- und Hornsteingänge mit den Mineralquellen spricht.

— Die Abweichungen in den Zersetzungs- und Umwandlungsvorgängen und den Quellabsätzen gegenüber den durch die Karlsbader Thermen bewirkten erklären sich durch die abweichende Beschaffenheit der Giesshübler Mineralwässer.

L. Beushausen.

G. Vigo: Sulle porfiriti del Monte Guglielmo. (Rend. R. Istituto Lomb. di sc. e lett. Ser. 2. 29. 1114—1124. 1896.)

Die schon von LEPSIUS erwähnten und z. Th. untersuchten Porphyrite am Monte Guglielmo zwischen dem Iseo-See und der Val Trompia sind Gegenstand des Aufsatzes. Sie liegen als Linsen z. Th. mit Tuffen unter dem Esinokalk im Niveau der Wengener und Buchensteiner Schichten und zwar in der Zahl von 6 Vorkommen, die sich vom Monte Guglielmo nach Marcheno in der Val Trompia erstrecken. Sie gehören zu den Amphibol- und Augitdioritporphyriten, haben einen Andesin als Feldspath, führen theilweise Quarz, sehr selten Biotit, sehr reichlich Augit, etwas Apatit, wenig Zirkon. In einigen Gesteinen scheint das Innere des Augits in Biotit übergegangen zu sein, so dass eine sehr seltene Pseudomorphose von Biotit nach Augit vorliegt. Die Tuffe, die bei Castel Bertina anstehen, sind entweder feinkörnig schwarz, oder porös und bräunlichgrün oder hellgrün mit Kalkbruchstücken; sie gehören nach ihrer Zusammensetzung zu den Porphyriten, deren Decke sie theilweise ausmachen.

Deecke.

S. Franchi: Sopra alcuni nuovi giacimenti di rocce a Lawsonite. (Boll. Soc. Geol. Ital. 16. 73—76. 1897.)

Lawsonit, ein wasserhaltiges, in Amerika entdecktes Kalkthonerdesilicat, hat sich als Zersetzungsproduct in vielen basischen Gesteinen Italiens nachweisen lassen, sobald seine Eigenschaften erst näher bekannt geworden waren. Es fand sich in den Gabbros der Westalpen bei Sestri Ponente, am Cap Argentario, in den Diabasen der oberen Val di Susa und in deren Contact mit den alpinen Kalkglimmerschiefern, ferner in den permocarbonischen Porphyriten der Val Maira, und manche der sogen. Grünschiefer oder Prasinite enthalten es so reichlich, dass man von Lawsonit-Prasiniten oder Lawsonit-Amphiboliten sprechen darf.

Deecke.

R. V. Matteucci: Le rocce porfiriche dell' isola d'Elba. (Boll. Soc. Geol. Ital. 16. 97—120. Taf. IV u. V. 1897.)

In dem Granitporphyr von Elba kommen Einschlüsse und Ausscheidungen vor, die im Anschluss an die Arbeit über das Hauptgestein (dies. Jahrb. 1896. I. -43—44-) besprochen werden. Verf. unterscheidet zwischen Differenzirungen durch Structur und Ausscheidungen, zwischen pneumatolytischen Modificationen und eigentlichen Einschlüssen. Die Unterschiede in der Structur, welche local auftreten, tragen meistens mikro-

granitischen, seltener granitisch-körnigen Charakter, enthalten aber dieselben Mineralien. Die Ausscheidungen sind entweder basisch und hängen dann fest mit dem Gesteine zusammen, oder sondern und lösen sich leicht von letzterem. Die unter Einfluss von Dämpfen gebildeten Partien enthalten meist Quarz und Turmalin oder Quarz allein, der in seiner Anordnung auf Neukrystallisation hindeutet. Turmalin tritt in einzelnen Krystallen oder in radialen Gruppen auf. Umgewandelte Sandsteine können diese Einschlüsse nicht wohl sein. Die echten Einschlüsse bestehen aus Glimmer-, Amphibol- oder Sillimanit-Gneissen. In ersteren findet sich auch Granat und Turmalin, in den zweiten Granat und Titanit, in den dritten Granat und Cordierit. Solche Einschlüsse sind zwar selten, aber im Gegensatz zu dem umgebenden Porphyr meist frisch erhalten und mit deutlicher schiefriger Structur begabt. Ganz ähnliche Bruchstücke kommen bei Campiglia Marittima, Roccastrada und am Monte Amiata vor. Eine Anzahl von Mikrophotographien auf 2 Tafeln illustriren den Text und die Dünnschliffbeschreibungen.

Deecke.

G. Vigo: Di alcune rocce filoniane della valle di Scalve. (Rend. Accad. Lincei Roma. (5.) 7. Sem. 1. 172—176. 1898.)

Die in der unteren, mittleren und oberen Trias der Val di Scalve, eines Seitenthales der Val Cammonica (Lombardische Alpen), steckenden Eruptivgesteine gehören fast durchweg zu den Dioritporphyriten. Untersucht sind die Vorkommen von der Valle Busatti, Gaffiona, Paludina, Costone di Zendola, Malghe d'Epolo, Cima Baione und die schon von GÜMBEL studirten Gänge am Mte. Campione. Sie haben feinkörnige Structur, graugrüne Farbe, lassen trübe Feldspathe, Hornblende, seltener Quarz und Biotit makroskopisch erkennen. Der Feldspath ist Andesin, die oft stark zersetzte Hornblende kommt in Einsprenglingen und in der Grundmasse vor, hat 20° Auslöschungsschiefe. Die Grundmasse neigt hie und da zur ophitischen Structur. Quarz tritt immer nur vereinzelt in Körnchen oder als secundäre Zwischenklemmungsmasse auf. An der Cima Baione fand sich ein Gestein, das dem Typus des Wintlit nahesteht. Diese Porphyrite haben übrigens die grösste Ähnlichkeit mit den südtiroler und den anderen lombardischen Gängen.

Deecke.

C. Riva: Relazione intorno alle Rocce raccolte nelle adiacenze di Cremolino e del Turchino lungo la linea ferrata Genova—Ovada—Asti. Officieller Bericht? 6 S. fol. 1 Taf. Roma 1898.

Gelegentlich des Baues der neuen Bahn Genua—Ovada—Asti sind die krystallinen Schiefer und deren Einlagerungen in Ligurien mehrfach, theils in Durchschnitten, theils in Tunneln angeschnitten. Die Hauptmasse gehört zu den alpinen Prasiniten und setzt sich aus Albit, Strahlstein, Epidot mit Chlorit, Talk, Zoisit zusammen. Häufig umschlossen Albit

und Chlorit feine Strahlsteinnadeln, die anderswo einen dichten Filz oder einzeln liegende lange, quergegliederte Individuen darstellen. Ferner kommen Talkschiefer mit Amphibol, Amphibolite mit Feldspath und Epidot, sowie Kalkglimmerschiefer vor. Eingelagert erscheinen bei Acquasanta Serpentine und Olivingesteine mit Maschenstructur und erheblichen Verdrückungen und Zerreibungen der Diallageinsprenglinge. Ähnliche Gesteine sind von ROVERETO aus dem Gebiet von Savona beschrieben. Sechs klare Mikrophotographien geben die Structur der Schiefer und Serpentine wieder.

Deecke.

C. Riva: Osservazioni sulle Trachiti-Andesitiche della Tolfa. (Atti Soc. Ital. Sc. nat. e del Mus. Civ. Milano. 37. 16 p. 1898.)

Die Gesteine der Tolfa NNW. von Rom sind wenig untersucht; zuletzt hat sie WASHINGTON besprochen und die Angaben desselben werden von RIVA für zutreffend erklärt. Es handelt sich um Trachy-Andesite, die am frischesten bei Piantangeli und bei Tolfa selbst anstehen. Sie sind reich an Einschlüssen und gehen durch Umwandlung in Alunit über. Die Farbe wechselt mit dem Feldspathgehalt und ist bei geringem Gehalt dunkelgrau. Die Gesteine setzen sich zusammen aus Sanidin, Labradorit, Bytownit mit zonalem Bau, einigen stark pleochroitischen Biotiten, lichtgrünem Augit, tafelförmigem hellgrünen Hypersthen, Apatit, Magnetit und einem farblosen oder bräunlich gefärbten Glas mit Mikrolithen von Augit und Feldspath. Bei der Umwandlung tritt zunächst Entglasung der Basis auf, dann geht letztere in Alunit über, schliesslich auch die Feldspathe und die Augite nebst dem Biotit unter Ausscheidung von Eisenoxyden. Ferner bildet sich Quarz in kleinen Körnern, der oft die Stelle des Augites erfüllt. An anderen Punkten ist Kaolin das Endproduct. Die Einschlüsse des Gesteins sind entweder basische Ausscheidungen von Plagioklas und Augit, oder fremde Massen, unter denen ein feinkörniges Gestein, aus Feldspath, Quarzkörnchen, Pleonast, Korund und Biotit zusammengesetzt, näher beschrieben wird. Am Contacte haben sich reichlicher Augite ausgeschieden, die in dem Einschluss fehlen. Einige Mikrophotographien in Lichtdruck geben die Structuren dieses Einschlusses und einiger anderer Stücke, auch die Umwandlung in Alunit wieder.

Deecke.

G. d'Achiardi: Due esempi di metamorfismo di contatto (Urali-Elba). (Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Memorie XVI. 23 p. 2 Taf. 1898.)

Bei Berdiaouch im Ural wurde gelegentlich des internationalen Geologencongresses eine von Granitgängen und Diabas durchsetzte Kalkscholle besichtigt, die Ähnlichkeit mit einem Vorkommen am Posto dei Cavoli bei Campo auf Elba besitzt. Beide sind vom Verf. auf die Contacterscheinungen hin untersucht. Der Granit bei Berdiaouch ist früher als rapakiwiartig angegeben, scheint aber keine derartigen Merkmale zu be-

sitzen, ausser dass er ein normaler Amphibolgranit ist mit Mikroklin und accessorischem Turmalin wie Fluorit. An der Berührungsfläche mit dem dolomitischen Kalk geht er in ein feinkörniges, quarzarmes, grünliches Gestein über, das bei gabbroartigem Habitus aus Orthoklas, Pyroxen (Auslösch. 39°), etwas Hornblende, accessorischem Titanit und Apatit besteht. Das Gestein ist bei weitem basischer als der eigentliche Granit. Der Dolomit besitzt ziemlich grobes Korn, enthält Calcit, ferner wie geflossen erscheinende Körner von Augit, die als Kokkolith gedeutet werden, Muscovitblättchen und Serpentin Körner. Der sogen. Diabasgang hat sich als glimmerreiches Gestein von lamprophyrischem Aussehen oder, wenn man den vorhandenen Uralit als aus Augit entstanden annimmt, als ein Biotit-Epidiorit herausgestellt. Am Contact dieses Ganges ist der Dolomit grünlich und enthält dieselben Mineralneubildungen.

Auf Elba ist dagegen der Kalk ärmer an Magnesia und hat daher weniger Serpentin, dafür neben dem gleichen kokkolithischen Augit reichlich Wollastonit entstehen lassen. Ferner fehlt der Muscovit, während Granat vorkommt.

Deecke.

C. Viola: La metamorfosi dinamica nelle lave leucitiche dei vulcani estinti degli Ernici in provincia di Roma. (Proc. verb. Soc. Tosc. d. Sc. nat. Pisa. 10. 170—182. 1896.)

—, Porosità, permeabilità e metamorfosi delle rocce in genere e delle rocce eruttive degli Ernici (prov. di Roma) in specie. (Ibid. 12. 15—23. 1898.)

Im 1. Aufsatze entwickelt Verf. an der Hand von Formeln am Leucit und Augit, wie es möglich ist, dass sich durch Austritt einzelner Molecüle aus beiden Substanzen Plagioklas bilden kann, wozu der Augit den Kalk liefert. Die Mitwirkung der Kohlensäure ist dazu erforderlich und als Nebenproducte entstehen Quarz, Kalkspath und Eisenerze. Der Leucit befindet sich in der niedrigen Temperatur nach der Erstarrung, wie sein optisches Verhalten kund thut, in labilem Zustande und kann daher von seinen zahlreichen Augiteinschlüssen mit langsamer Reaction umgewandelt werden. Wo kein Leucit vorhanden, übernimmt eine glasige Basis seine Rolle, und bei grösserem Kalkgehalt entsteht Anorthit. Diese secundären Feldspathe pflegen durch das ganze Gestein, ebenso wie die bei dieser Umsetzung gebildeten anderen Producte, vertheilt zu sein (dies. Jahrb. 1897. II. -296-). Den Anstoss zur gegenseitigen Einwirkung gab der Erstarrungsdruck; Einwirkung von Thermalwassern, wie SPEZIA meint, dürfte ausgeschlossen sein. Um Letzteres zu beweisen, hat VIOLA mit den Gesteinen der untersuchten Laven von Ticchiena und Morolo Experimente auf Porosität und Durchlässigkeit gemacht und gefunden, dass sie bei den natürlichen Druckverhältnissen so gut wie undurchlässig sind, aber eine gewisse Porosität besitzen. Diese Bergfeuchtigkeit kann bei dem genannten Vorgange von Einfluss sein.

Die Porosität eines Gesteines ergibt sich als $\frac{V_a - V_r}{V_a}$, wo V_a das sichtbare Volumen, V_r das wirkliche darstellen, und da die Masse dieselbe bleibt, kann man dies Verhältniss auch durch die specifischen Gewichte ausdrücken. Das absolute specifische Gewicht (γ) wird im Pulver bestimmt, das zweite (δ) nach Überziehen eines Gesteinsstückes mit Paraffin. $\frac{\gamma - \delta}{\gamma}$ war bei dem Leucitaphrit von Ticchiena 0,046, bei dem Leucitit von Morolo 0,0535, d. h. etwa gleich dem für Wasser beinahe als undurchdringlich angesehenen Jurakalk oder einem glimmerreichen Diabas. Dabei wurde natürlich von den Spalten und Klüften abgesehen, die bei der Plagioklasbildung keine Bedeutung haben. Deecke.

C. de Stefani: Sulle roccie della Valle della Trebbia, a proposito di un lavoro di S. TRAVERSO. (Proc. verb. Soc. Tosc. d. Sc. nat. Pisa. 10. 138—144. 1896.)

Mit den Untersuchungen TRAVERSO's in Betreff der Gesteine des Trebbia-Thales erklärt sich Verf. insofern einverstanden, als die Granite auch seiner Ansicht nach tertiär und den Elbaner Vorkommen nahe verwandt sind. Aber in vielen anderen Punkten vertritt er eine wesentlich andere Auffassung. Die ältesten Bildungen des Gebietes sind nach ihm Kreideschichten mit *Inoceramus Cripsii*, die TRAVERSO wohl nicht kennt. Ferner wirft STEFANI die Eintheilung des Eocän über den Haufen, erklärt die Sandsteine für älter als die Thonschiefer, umgekehrt wie TRAVERSO, und daraus ergeben sich naturgemäss die übrigen Differenzen. Was bei diesem Sattel ist, fasst jener als Mulde auf. Die Serpentine sind nach TRAVERSO an die Aufbrüche gebunden, während sie nach STEFANI in den Synklinalen liegen. Jener betonte, dass kein Zusammenhang dieser Massen mit Sedimenten vorhanden sei, dieser, dass die Serpentine aufs Innigste mit den Thonschiefern verbunden seien. Nur neuere Detailaufnahmen werden entscheiden, wer Recht hat. Deecke.

S. Kusnetzow: Die Glaubersalzbildung im Karabugasbusen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 6. 26—27. 1898.)

Der Karabugasbusen auf der Ostseite des Kaspischen Meeres hat eine Oberfläche von 17 000 qkm und eine grösste Tiefe von nur 15 m. Infolge der grossen Trockenheit und der häufigen Winde findet eine sehr lebhaft Verdunstung statt. Zum Ersatz strömt aus dem Kaspischen Meere durch eine Meerenge Wasser in die Bucht. Das Wasser des Kaspischen Meeres enthält nach LEBEDINTZEFF in 1000 Theilen 0,780 NaCl, 0,044 KCl, 0,054 MgCl₂, 0,304 MgSO₄, 0,084 CaSO₄, 0,016 CaCO₃. Während im Schwarzen Meer das Verhältniss von Magnesiumsulfat zu Chlornatrium 11 : 1 ist, ist es im Kaspischen Meer 2 : 1. Die grosse Menge an Sulfat

bedingt, dass sich bei der Verdunstung Glaubersalz abscheidet. Dessen Menge ist in der Nähe der Meerenge und des Ufers nur gering, in der Mitte scheidet sich aber eine im Sommer ein Fuss dicke, im Winter mächtigere Schicht von Glaubersalz ab. Die Fläche, welche mit dem Salz bedeckt ist, wird auf 3500 qkm, die Menge des Salzes auf 1000 Millionen Tonnen geschätzt. Es wird dadurch die Aussicht auf eine sehr lohnende Sodafabrication eröffnet, für die infolge der Schiffverbindungen und der Nähe billiger Brennmaterialien (Mazut aus Baku) die Aussichten sehr gut sind. Grosse Mengen von Fischen, die in die Bucht gelangen, werden durch die starke Soole getödtet. H. ANDRUSSOW glaubt, dass die Ansammlung der Fischleichen und deren rasche Überdeckung mit Schlamm Naphtha bildung verursachen kann.

Bodländer.

H. C. Lewis: Papers and Notes on the Genesis and Matrix of the Diamond. Edited from his unpublished Mss. by T. G. BONNEY. 8°. 72 p. 2 pls. 35 fig. London 1897.

CARVILL LEWIS hat in den Jahren 1886 und 1887 vor der British Association in Birmingham und Manchester zwei Vorträge, den ersten: „On a diamantiferous Peridotite and the genesis of Diamond“, den zweiten: „The Matrix of the Diamond“ gehalten, von denen im Geol. Mag. (3.) IV. 1887. p. 22—24 und ibid. V. 1888. p. 129—131 Auszüge veröffentlicht worden sind. Über diese Auszüge ist in dies. Jahrb. 1888. I. -253—254- referirt worden. Die beiden Vorträge sind jetzt nach den hinterlassenen Manuscripten des 1888 verstorbenen Verf. von T. G. BONNEY in voller Ausführlichkeit herausgegeben und bilden die beiden ersten Theile des vorliegenden Buches (p. 1—57, resp. 1—10 und 11—57). Bezüglich ihres Inhalts sei auf die oben erwähnten Referate verwiesen. Heutzutage darf es wohl als durch Beobachtungen an Ort und Stelle erwiesen angesehen werden, dass die von LEWIS untersuchten Stücke einem die Grube (Old de Beer's) zusammenhängend erfüllenden Gestein angehören, dem im zweiten Vortrag der Name Kimberlit beigelegt worden ist. Auch heute noch trifft aber wohl die Ansicht des damaligen Referenten (E. COHEN) zu, dass es ganz unwahrscheinlich sei, dass die Diamanten dort, wo sie sich jetzt finden, entstanden sind. Den dritten Theil des Buches bildet ein Aufsatz von T. G. BONNEY über: „Kimberlite from the United States“ (p. 58—67), der ebenfalls z. Th. auf Notizen von CARVILL LEWIS beruht. Beschrieben werden die Gesteine von Syrakuse, New York und von Elliott County, Kentucky, über die früher schon, über das erste G. H. WILLIAMS, über das andere DILLER, u. a. im Amer. Journ. 34. p. 129. 1887 und ibid. 32. p. 121. 1886 eingehende Mittheilungen gemacht haben (dies. Jahrb. 1888. I. -80-[WILLIAMS] und 1887. II. -475-). Zum Schluss macht der Herausgeber noch auf die in der That überraschend grosse Übereinstimmung dieser amerikanischen Gesteine mit dem südafrikanischen Kimberlit aufmerksam. Ein ausführliches Register erleichtert sehr die Benützung des Buches.

Max Bauer.

T. C. Hopkins: Stylolites. (Amer. Journ. of Sc. 154. 142—144. 1897.)

In den Steinbrüchen des Oolitic Limestone in Indiana treten von horizontalen Ebenen aus nach oben und unten zahnähnliche Stylolithen auf, deren Grösse von 1—15 cm schwankt, die Ebenen verhalten sich wie Schichtfugen und gehen direct in solche ohne Stylolithen über. Verf. spricht daher diese Stylolithen als ein Schicht-Phänomen an und denkt sie sich wesentlich durch Sprünge des austrocknenden Schlammes und die Thätigkeit des Regens an den jeweiligen Oberflächen entstanden.

Milch.

H. W. Fairbanks: An Interesting Case of Contact Metamorphism. (Amer. Journ. of Sc. 154. 36—38. 1 Fig. 1897.)

Black Mountain, der höchste Berg der El Paso range (eines sich östlich in die Mojave-Wüste erstreckenden Ausläufers der Sierra Nevada, Cal.) baut sich auf aus Sandsteinen, Thonen, Conglomeraten mit losen vulcanischen Producten, die gelegentlich mit Lavaströmen verbunden sind, und wird überdeckt von einem dunklen Lavamantel. Auf der Westseite werden die weichen gelblichen und röthlichen Tuffe senkrecht von einem 14' mächtigen Gange von feinkörnigem „Olivin-Diabas“ durchsetzt, der beiderseits auf eine Breite von 2' diese Gesteine in eine dunkle feste und harte Masse umgebildet hat, ohne dass sich wesentliche Mineralneubildungen wahrnehmen lassen. Der Verwitterung gegenüber ist diese Masse widerstandsfähiger als die sedimentären Bildungen und das Eruptivgestein, sie ragt daher wallartig zu beiden Seiten des Ganges heraus; parallel dem Salband des Ganges besitzen sie eine sehr deutlich entwickelte Absonderung, die auf Abkühlung zurückgeführt wird.

Milch.

L. V. Pirsson: On the Corundum-bearing Rock from Yogo Gulch, Montana. (Amer. Journ. of Sc. 154. 421—423. 1897.)

Das korundführende Gestein am Eingang des Yogo Gulch (Schlucht) [am Yogo Fork des Judith-River nahe dessen Quelle, Fergus County, Montana, an dem Ost-Abhange der Little-Belt Mountains, 15 Meilen von Utica gelegen, Ref.] ist ein basischer Lamprophyr, wesentlich bestehend aus Biotit und blassgrünem monoklinem Pyroxen mit veränderten Glaseinschlüssen; zwischen diesen Hauptbestandtheilen liegen bräunliche, kaolinähnliche Aggregate, die als Zersetzungsproduct eines den Feldspath vertretenden Gemengtheils, vielleicht Leucit oder Analcim, angesprochen werden. Apatit und spärlich Erze treten als accessorische Gemengtheile auf. Das Gestein gehört zu den Monchiquiten und steht offenbar in naher Beziehung zu den Minetten und Shonkiniten des Yogo Peak-Gebietes (dies. Jahrb. 1896. II. - 442-). Die in diesem Gestein enthaltenen, ziemlich grossen und in deutlichen, gewöhnlich tafelförmigen Krystallen entwickelten Korunde sind nach Auftreten und Vertheilung im Gestein sicher authigen;

da aber der Thonerdegehalt des Ganggesteines viel zu niedrig ist, um die Auskrystallisation von Korund zu gestatten, wird angenommen, dass das Magma Fragmente der durchbrochenen präcambrischen Thonschiefer (der Belt-Formation) aufgelöst und die Thonerde dieser Einschlüsse als Korund ausgeschieden habe. Eckige Einschlüsse von Kalkstein sind nicht selten völlig in grünen Pyroxen umgewandelt; die grösseren lassen im Innern Kalkspath mit eingesprengten Pyroxen-Prismen erkennen, während die Rinde aus einem 1 mm dicken Mantel von Pyroxen besteht.

Milch.

W. Cross: *Igneous Rocks of the Leucite Hills and Pilot Butte, Wyoming.* (Amer. Journ. of Sc. 154. 115—141. 1897.)

Die Leucitgesteine treten in den Leucite Hills als eine ca. 15 Quadratmeilen grosse Decke über obercretaceischen Schichten, orographisch eine Mesa bildend, auf, der im Norden und Nordosten durch Erosion getrennte, ursprünglich mit ihr zusammenhängende Berge vorgelagert sind, und ferner am Pilot Butte, 15 Meilen westlich von den Leucite Hills, der sich auf einem von der Mesa durch das breite, flache Thal des Killpacker Creek getrennten Plateau erhebt. Beschrieben werden Gesteine von dem Ostende der Mesa aus der Gegend der „15 mile spring“, dem nordöstlich vorgelagerten Orenda Butte, dem nördlich vorliegenden North Table Butte und dem Pilot Butte.

Als Wyomingit wird das von ZIRKEL aus den Leucite Hills beschriebene Gestein bezeichnet: auf Grund der Analyse als Phlogopit bezeichneter Glimmer (s. u. Anal. III) mit einem Pleochroismus zwischen blass lachsfarben und blassgelb und einem Axenwinkel von 35° liegt als einzig makroskopisch sichtbarer Gemengtheil in sehr dünnen, hexagonal oder rhombisch begrenzten Blättchen in einem grösstentheils aus Leucit (gewöhnlich nicht krystallographisch begrenzt) mit blassgrünen Diopsid-Mikrolithen bestehendem Gemenge. Ein Gehalt an Schwefelsäure deutet auf die Anwesenheit von Nosean, Glas ist in nicht ganz unwesentlichen Mengen vorhanden (Anal. des Wyomingit von „15 mile spring“ s. u. VIII). Durch Parallelanordnung des Glimmers erscheint das eigenthümlich röthlich-graue Gestein schieferig. Am Boar's Tusk, einem vulcanischen Pflöck im Thal des Killpacker Creek, der sich als eine bis zur halben Höhe von Tuffen und den durchbrochenen Eocänsandsteinen umgebene, theils aus compactem Eruptivgestein, theils aus Breccie bestehende Säule 100 m über das Thal erhebt und wahrscheinlich die Ausfüllung eines der Canäle ist, durch die die Lava sich ergoss, tritt ein noch glimmerreicherer und stärker schieferig erscheinender „Wyomingit“ auf (Anal. VII); am Aufbau der Breccie sich betheiligende Fragmente zeigen Leucit und Diopsid krystallographisch vollkommener ausgebildet. Die krystallographische Ausbildung der Gemengtheile des „Wyomingit“ scheint überhaupt zu schwanken, da die von ZIRKEL beschriebenen Varietäten den Glimmer niemals krystallographisch entwickelt und den Leucit durchweg in scharf ausgebildeten Krystallen enthalten.

Die Berechnung der beiden „Wyomingit“-Analysen (VII und VIII), angestellt unter Zugrundelegung der Analyse des „Phlogopit“ vom Boar's Tusk und des Diopsides aus einem später zu besprechenden Gestein vom Pilot Butte (Anal. IV), ergibt einen bedeutenden Überschuss von SiO_2 (18,7% bei VII) und von SiO_2 und Alkalien bei VIII. Zur Erklärung dieses Überschusses denkt Verf. an die Möglichkeit, dass das als Leucit bezeichnete Mineral ein kieselsäurereicheres Silicat mit dem Verhältniss $\text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$ wie beim Leucit sei; das Resultat der Analyse des Gesteins vom Boar's Tusk legt ihm die Vermuthung nahe, dass das problematische Mineral die Zusammensetzung des Kalifeldspathes habe. [Auffallenderweise wird bei den Berechnungen der Glasegehalt nicht berücksichtigt; auch ist wohl der bestimmte Nachweis, dass ein Gestein Opal, Tridymit etc. nicht enthält, bei derartig feinkörnigen Gesteinen schwer zu erbringen. Ref.]

Als Orendit wird das in den Leucite Hills verbreitetste Gestein bezeichnet, äusserlich dem „Wyomingit“ durchaus ähnlich, aufgebaut aus Leucit, Sanidin, „Phlogopit“, Diopsid und einem eigenthümlichen gelben Amphibol-Mineral. Der älteste Gemengtheil ist der Phlogopit, der Diopsid tritt in kleinen Nadeln und Mikrolithen auf, die in grossen Mengen vom Sanidin umschlossen werden, das Amphibol-Mineral ist offenbar der jüngste Gemengtheil. Als Amphibol wird dieses Mineral angesprochen wegen der Übereinstimmung der Prismenwinkel und der Spaltbarkeit mit den Gliedern dieser Gruppe — allerdings zeigt das Mineral nur selten krystallographische Begrenzung. In der Prismenzone löscht das Mineral parallel der Längsrichtung aus; das optische Schema ist: $a = a$ blassgelb, $b = b$ roth, $c = c$ hellgelb. Absorption $b > c > a$. Ein Plättchen senkrecht zum Prisma zeigte im convergenten polarisirten Licht ein Kreuz, dessen Arme sich nur sehr wenig öffneten. Leucit und Sanidin sind in der Regel in gleicher Menge vorhanden, schwanken aber auch beträchtlich; mit Vorherrschen des Sanidin ist eine Zunahme des Amphibol, mit Überwiegen des Leucit eine Zunahme des Diopsid verbunden. Leucit sowohl wie Sanidin treten im Gestein gewöhnlich getrennt auf und bildet jedes Mineral für sich Häufchen kleiner Körner und Krystalle, in denen sie mit Ausschluss des anderen farblosen Mineralen herrschen; in den Sanidinhäufungen spielt der Amphibol structurell die Rolle des Augit bei der Diabas-Structur, die Leucite umkränzt er in Gestalt von dicken prismatischen Gebilden nach Art des Aegirin-Augit-Kranzes um Nephelin in manchen Phonolithen. Die Analysen des „Orendit“ von der 15 mile spring (s. u. IX) und von dem North Table Butt (X) stimmen mit denen des „Wyomingit“ gut überein; auffallend ist die Thatsache, dass das Verhältniss zwischen Al_2O_3 und Alkalien sich noch mehr zu Ungunsten der Thonerde verschiebt — eine genaue Berechnung musste unterbleiben, da die Zusammensetzung des Amphibols nicht bekannt ist. Mandelräume, die in sehr wechselnder Menge im Gestein auftreten, sind randlich von einem Netzwerk aus Nadeln des gelben Amphibols überzogen und enthalten Hyalit.

Das Gestein vom Pilot Butte, für das unbewaffnete Auge aschgrau, gelblich, grünlich, dicht, mit wenig Mandelräumen, wird nach dem indianischen Namen für diese Gegend (madúpa = süßes Wasser) als Madupit bezeichnet; es besteht aus farblosem Diopsid (Anal. IV), einem als Phlogopit bezeichneten Glimmer (a, sehr nahe bei c gelegen, gelb, gelegentlich mit röthlichen Tönen, b = b roth, c nahezu parallel a strohgelb, grosser Axenwinkel), Perowskit und Magnetit in einem ein Drittel des Gesteins bildenden braunen, durch massenhafte Krystallisationsproducte schlecht durchsichtigen Glase von der Zusammensetzung des Leucit. Die Diopsidkrystalle sind in Strömen angeordnet, die durch die runden Körner des Glimmers ohne Änderung hindurchgehen; der Glimmer enthält auch Perowskit in grosser Menge. Die Analyse (s. u. XI) zeigt, dass das Gestein basischer, ärmer an SiO², reicher an CaO und MgO ist, als der Wyomingit und Orendit, offenbar aber mit diesen verwandt und zusammengehörig, wie die unbedingte Vorherrschaft des K²O über Na²O, die wichtige Rolle des Diopsid und „Phlogopit“, die allen drei Gesteinen gemeinsam sind und die gemeinsame Führung seltener Elemente erkennen lässt.

Gelegentlich einiger zusammenfassender Bemerkungen macht Verf. den Vorschlag, in der petrographischen Nomenclatur die Mengenverhältnisse der einzelnen Componenten mehr zu berücksichtigen. So verwirft er die gegenwärtig übliche Verwendung des Namens „Leucitit“ (und Nephelinit), den er bisher noch nicht aufgefundenen Ergussgesteinen, die hauptsächlich aus Leucit (resp. Nephelin) bestehen, vorbehalten möchte; „Wyomingit“

I.

K ² O	44,91 %				
N ² O ⁵	51,49	(berechnet für K ² O)	}	=	96,40 % KNO ³
CaO	1,09				
SO ³	1,59		}	=	3,31 „ CaSO ⁴ + 2H ² O
H ² O	0,63				
Na	0,07		}	=	0,16 „ NaCl
Cl	0,09				
Sa.	99,87				

Anal.: L. G. EAKINS (S. 118).

II.

Na ² O	32,09 %				
K ² O	4,97	(ber. für Na ² O + K ² O)	}	=	87,98 % NaNO ³
N ² O ⁵	61,58				
CaO	0,24		}	=	0,71 „ CaSO ⁴ + 2H ² O
SO ³	0,33				
H ² O	0,68		}	=	0,54 „ H ² O
Cl	Spur				
Sa.	99,89				

Anal.: L. G. EAKINS (S. 120).

Analysen¹ (S. 130).

	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.
SiO ₂	42,56	50,86	56,30	54,42	50,23	53,70	54,08	54,17	42,65	46,06	46,51
TiO ₂	2,09	3,03 _m P ₂ O ₅	—	—	2,27	1,92	2,08	2,67	1,64	0,73	0,83
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,22	—	—	—
Al ₂ O ₃	12,18	—	12,63	13,37	11,22	11,16	9,49	10,16	9,14	10,01	11,86
Ce ₂ O ₃	—	—	—	—	0,03	—	?	—	0,11	—	—
Di ₂ O ₃	—	—	—	—	0,10	0,04	0,07	0,05	0,07	—	—
Cr ₂ O ₃	0,73	—	—	—	3,34	3,10	3,19	3,34	5,13	3,17	7,59
Fe ₂ O ₃	2,73	1,19	6,92	0,61	1,84	1,21	1,03	0,65	1,07	5,61	4,39
FeO	0,90	1,82	—	3,52	0,05	0,04	0,05	0,06	0,12	Spur	0,22
MnO	—	0,03	—	—	5,99	3,46	3,55	4,19	12,36	10,55	7,41
CaO	0,20	23,32	5,63	4,38	0,24	0,19	0,20	0,18	0,33	0,20	0,16
SrO	—	—	—	—	1,23	0,62	0,67	0,59	0,89	0,32	0,50
BaO	1,00	—	—	—	7,09	6,44	6,74	6,62	10,89	14,74	4,73
MgO	22,40	17,42	5,08	6,37	9,81	11,16	11,76	11,91	7,99	5,14	8,71
K ₂ O	10,70	0,42	11,50	10,73	1,37	1,67	1,39	1,21	0,90	1,31	2,39
Na ₂ O	0,44	0,76	2,21	1,60	Spur	Spur	Spur	Spur	Spur	—	—
Li ₂ O	—	—	—	Spur	0,93	0,80	0,79	0,52	2,04	—	—
H ₂ O unter 110° C.	2,55	0,31	—	2,76	1,72	2,61	2,71	1,01	2,18	1,44	1,10
H ₂ O über 110° C.	—	—	—	—	1,89	1,75	1,35	1,59	1,52	0,21	2,45
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,74	0,06	0,29	0,16	0,58	0,05	0,80
SO ₃	—	—	—	—	0,03	0,03	0,04	0,06	0,03	0,03	Spur
Cl	—	—	—	—	0,50	0,44	0,49	0,36	0,03	—	0,04
Fl	2,46	—	—	—	—	—	—	0,47	—	—	Spur
CO ₂	—	—	—	1,82	—	—	—	0,49	—	—	NiO 0,04
Sa.	100,80	99,16	100,27	99,58	100,62	100,40	99,97	100,21	100,11	99,57	99,73
O für Fl abzuziehen	-1,03	—	—	—	-0,22	-0,19	-0,21	-0,17	-0,20	—	—
Sa.	99,77	3,290	—	—	100,40	100,21	99,76	100,04	99,91	—	—
Spec. Gew.	—	—	—	—	2,779	2,627	2,686	2,699	2,857	—	—

¹ Die Anal. III und IV, sowie VII—XI sind neu, ausgeführt von W. F. HILLEBRAND, Anal. XII und XIII wurden abgedruckt, da sie in die Ref. über die sie enthaltenden Arbeiten in dies. Jahrb. nicht aufgenommen sind; die älteren Anal. III und IV wurden der Vollständigkeit wegen gegeben.

- III. „Phlogopit“ aus dem „Wyomingit“ vom Boar's Tusk. Anal.: W. F. HILLEBRAND.
- IV. Diopsid aus dem „Madupit“ von Pilot Butte. Anal.: W. F. HILLEBRAND.
- V. „Wyomingit“ (Leucitit ZIRKEL) von den Leucite Hills. Anal.: PAWEL (in ZIRKEL Ber. d. k. sächs. Ges. d. Wiss. Jan. 1877. 239; dies. Jahrb. 1878. 758 ff.).
- VI. „Wyomingit“ von den Leucite Hills. Anal.: R. W. WOODWARD (in EMMONS' Rep. of the Fortieth Parallel Survey. II. 237. 1877).
- VII. „Wyomingit“ vom Boar's Tusk. Anal.: W. F. HILLEBRAND.
- VIII. „Wyomingit“ von der 15 mile spring. „ „ „ „
- IX. „Orendit“ von der 15 mile spring. „ „ „ „
- X. „Orendit“ vom North Table Butte. „ „ „ „
- XI. „Madupit“ vom Pilot Butte. „ „ „ „
- XII. „Missourit“, Quelle des Shonkin Creek, Highwood Mountains, Montana. Anal.: E. B. HURLBURT in WEED and PIRSSON Amer. Journ. of Sc. 152. 321; dies. Jahrb. 1898. I. -62-.
- XIII. „Leucitit“, Bearpaw Mountains, Montana. Anal.: H. N. STOCKES in WEED and PIRSSON Amer. Journ. of Sc. 152. 147; dies. Jahrb. 1898. I. -61-.

enthält Leucit ungefähr in gleichen Mengen wie die farbigen Gemengtheile, im Madupit (resp. seinen holokrystallinen Aequivalenten) tritt Leucit entschieden hinter Diopsid und Kali-Magnesia-Glimmer zurück. Die Bezeichnung „Orendit“ war erforderlich, da den durch die Combination Sanidin-Leucit charakterisirten Ergussgesteinen ebenso ein eigener Name zukommt, wie den durch Sanidin-Nephelin charakterisirten Phonolithen.

Die Gesteine der Leucite Hills nehmen eine eigenthümliche Zwischenstellung ein: sie haben Beziehungen zu den italienischen „Leucit-Trachyten“, von denen sie sich jedoch durch viel stärkeres Zurücktreten des Natron unterscheiden, während sie als Pyroxen-Glimmergesteine den Minetten und Vogesiten nahestehen. Verf. betrachtet sie als Erguss-Aequivalente lamprophyrischer Magmen mit Leucit statt Kalifeldspath, die reich an Kali, Kalk und Magnesia, arm an Thonerde und Eisen sind; besonders das Gestein von Boar's Tusk, das auch dem „Missourit“ (dies. Jahrb. 1898. I. -62-) nahesteht, erinnert in seinem Habitus lebhaft an Lamprophyre.

In Höhlungen am North Table Butte wie am Boar's Tusk treten Überzüge eines körnigen weisslichen Minerals auf, die sich durch die Analyse (I vom North Table Butte, II vom Boar's Tusk) als Kali-Salpeter resp. Natron-Salpeter erwiesen. Verf. hält es für möglich, dass sich dieser Salpeter auf anorganischem Wege, durch Fumarolen, gebildet habe.

Milch.

Geo. R. Wieland: Eopaleozoic Hot Springs and the Origin of the Pennsylvania Siliceous Oolite. (Amer. Journ. of Sc. 154. 262—264. 6 Fig. 1897.)

Zusammen mit den schon mehrfach beschriebenen und als Bildung untersilurischer heisser Quellen erkannten Kiesel-Oolithen aus der Umgebung des Pennsylvania State College in Center County (dies. Jahrb. 1892. I. - 321 -, 1894. I. - 464 -, 1898. I. - 61 -) treten aus Chalcedon bestehende Bruchstücke auf, die nach ihrer Structur als Theile der Ränder der ehemaligen heissen Quellen oder Geysirs angesprochen werden. Aus der Gestalt der Bruchstücke ergiebt sich der Durchmesser der von den Rändern umschlossenen Räume zu 2—6'. Von den 3 mitgetheilten Analysen bezieht sich I auf einen aus sehr regelmässigen Körnern aufgebauten Oolith von dem Fundpunkt bei dem State College, während das Material zu II und III aus einer 20' dicken Schicht nahe bei Rockwood, Tennessee, stammt (Anal.: WIELANDT).

	I.	II.	III.
SiO ²	99,10	65,34	96,13
Al ² O ³	0,17	—	—
Fe ² O ³	0,11	—	1,13
CaO	0,39	10,35	—
MgO	—	7,91	0,97
K ² O	—	—	0,58
CO ²	—	15,24	—
H ² O	0,25	1,85	0,93
	<u>100,02</u>	<u>100,69</u>	<u>99,74</u>

Milch.

H. Lenk: Studien an Gesteinen aus dem mexicanischen Staat Oaxaca. (Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Republik Mexico. 2. Heft 2. 57—142. 4 Taf. Leipzig 1898.)

Das Gebiet von Oaxaca besteht zum grössten Theil aus Urgebirge, das von älteren Eruptivgesteinen durchsetzt wird; nach Norden verschwinden die krystallinen Schiefer unter jüngeren Sedimenten, besonders der Kreideformation, die theilweise von jungvulcanischen Gebilden überdeckt werden.

A. Schieferige Gesteine der archaischen Formation (S. 57—118).

I. Gneiss.

1. Granitgneiss (S. 58—60) bildet bei Puerto Angel die steile Felsküste des südlichen Oaxaca und erstreckt sich bei Santa Maria Huatulco 10 km weit in das Innere, aufgebaut aus (der Menge nach geordnet) Quarz, Kalifeldspath, Plagioklas, nicht basischer als Andesin (die Feldspathe durch massenhafte Hohlräume getrübt), Biotit, accessorischen Mineralien (und Zersetzungsproducten). Structur hypidiomorph-körnig, durch das Verhalten der Quarze bisweilen pegmatitisch im weiteren Sinne. Trotz des granitischen Gefüges wird das Gestein wegen seiner allmählichen Übergänge in normalen Biotitgneiss und der Parallelität seiner bankigen Absonderung mit der Schieferungsrichtung des zwischengelagerten Biotitgneisses und

der Schichtung überlagernder Skapolithgesteine als „Glied der krystallinen Schiefer“ angesprochen.

2. Biotitgneiss (S. 60—64), in weiter Verbreitung am Südabhang der Sierra di Cimaltepec, faserig bei größerem, streifig bei feinerem Korn, bisweilen in Stengelgneisse übergehend, bei zurücktretendem Biotit Übergänge in Granitgneiss. Aufgebaut aus Kalifeldspath und Biotit (α strohgelb, β und c dunkelolivengrün, $2E_{na}$ in Canada-Balsam = 13° , $c:a = 1^\circ 40'$), zurücktretendem Quarz, sehr wenig Plagioklas, beachtenswerth bisweilen sehr grobe Mikroklinstructur des Kalifeldspathes (S. 61, 62). Ungleichmässig vertheilt Hornblende (c tief dunkelolivengrün, β dunkelolivengrün, a olivengrün, $c:c = 20-23^\circ$, unter den accessorischen Mineralien Orthit. Beim Rancho Chapaneco einige pegmatitische Gänge, reich an Kupferkies.

3. Graphitgneiss (S. 64—66), am südlichen Gehänge der Central-Cordillere, etwas faserig; besteht aus Kalifeldspath, mit Plagioklas perthitisch verwachsen, Graphit (im Sinne LUZI's, Schmitzen bis 4 mm), zurücktretendem Quarz, Spuren von Glimmer, die in einigen Varietäten auch ganz fehlen, gelegentlich viel Apatit. 70 m mächtig in der Serrania de Ejutla, etwas mehr Biotit mit pegmatitischen Gängen, bestehend aus Quarz, wenig Feldspath, viel tombakbraunem Meroksen (dicktafelig, $\frac{1}{2}$ cm hoch, 2—3 cm Durchmesser in der Gangmitte, $2E_{na}$ in Luft = 31° ca.).

4. Granatgneiss (S. 66—68), in einer 30 km breiten Zone den höchsten Kamm der Sierra de Cimaltepec bildend, gewöhnlich glimmerarm bis granulitähnlich, gebildet aus Kalifeldspath und Quarz im Gleichgewicht, Plagioklas zurücktretend, Granat (im wesentlichen Almandin, s. u. Anal. VIII, spec. Gew. 4,173) bald in zahlreichen, aber kaum hirsekorngrossen Individuen, bald spärlich, aber erbsen- bis haselnussgross, gelb- bis braunroth, Krystalle schlecht ausgebildet (110), optisch völlig isotrop. Bei höherem Glimmergehalt streifig bis faserig. Die tiefsten Lagen (unmittelbar über dem Granitgneiss) führen Hypersthen in kurzen Prismen und Körnern.

5. Pyroxengneiss (S. 69—74), den mittleren Theil der Sierra de Ejutla bildend, mit seinen Einlagerungen mehrere tausend Meter mächtig, gewöhnlich reich an Glimmer und dünnschieferig, wesentlich aufgebaut aus eckigem Kalifeldspath, oft mikroperthitisch mit Plagioklas, seltener mikropegmatitisch mit Quarz verwachsen und lappigem braunen Biotit ($2E_{na}$ in Canada-Balsam 27°), sowie hellgraugrün durchsichtigem Pyroxen, accessorisch Apatit, untergeordnet grüne Hornblende. Der Pyroxen erwies sich nach einer unvollständigen Analyse (s. u. Anal. X) als Diopsid resp. Malakolith. In diesem Gneiss treten in der Umgebung des Ranchos El Arogante grobkörnige Secretionsgänge von $\frac{1}{2}$ bis 1 m Mächtigkeit auf, bestehend aus 10—15 cm grossen, dicht miteinander verwachsenen Krystallen von Mikroklinmikroperthit (Winkel $P:M = 90^\circ 12'$, Winkel der Auslöschung gegen a auf P $4^\circ 6'$ bis $8^\circ 12'$, auf M $4-8^\circ$, $\beta_{na} = 1,524$, $2V_{na} = 87^\circ 6'$, Spaltbarkeit nach $[\bar{1}\bar{5}.0.2]$ resp. $[7.0.1]$ deutlich zu beobachten). Die Plagioklasspindeln sind derartig eingelagert, dass die Spaltungsrisse nach der Basis im Plagioklas und Mikroklin zusammenfallen,

ihre Längsausdehnung jedoch nicht der Verticalen c, sondern dem Doma, nachdem die Spaltbarkeit auftritt, folgt. Der eingelagerte Plagioklas entspricht nach optischem Verhalten und specifischem Gewicht ungefähr der Mischung Ab_5An_2 .

6. Hornblendegneiss (S. 74—76) tritt als 300 m mächtige Einlagerung im Pyroxengneiss bei der Rancheria Zopilote in der Sierra de Ejutla auf, bestehend aus Kalifeldspath, wenig Quarz und Plagioklas, grüner Hornblende (c dunkelgrün, b olivengrün, a bräunlichgelb, c : c = 22°, spec. Gew. 3,279; nach einer unvollständigen Analyse, die 40,38 % SiO_2 ergab und dem grossen Winkel c:c sowie dem hohen specifischen Gewicht als thonerdereich angesprochen), Apatit. Mit der Hornblende war jetzt völlig zersetzter aber nicht in Hornblende umgewandelter Pyroxen vergesellschaftet. Glimmer fehlt durchaus.

7. Muscovitgneiss (S. 76, 77), den sanften südlichen Abhang der Sierra de Ejutla zusammensetzend, weiss, feinkörnig, plattig, an Quarzit erinnernd. Er besteht aus einem sehr feinkörnigen Gemenge von Quarz (überwiegend) und Kalifeldspath von klastischem Gepräge — die durchschnittliche Korngrösse beträgt 0,05 mm und darunter — mit theils isolirten, theils in Nester, Schmitzen und Strähne concentrirten Muscovitblättchen; in diesem Gemenge liegen bis 1 mm grosse, stark dynamometamorph veränderte Quarze und Kalifeldspathe. Da der im Liegenden auftretende Pyroxengneiss keine starke dynamometamorphe Beeinflussung erkennen lässt, schreibt Verf. bei der Concordanz des ganzen archaischen Complexes der Einwirkung des Gebirgsdruckes nur die Deformation der grösseren Körner zu und erklärt die Beschaffenheit der feinkörnigen Hauptmasse durch die Annahme, der Muscovitgneiss sei „aus einem ursprünglich klastischen Sediment, etwa einem Quarzsandstein, hervorgegangen zu betrachten, indem das vielleicht vorhandene thonige Bindemittel sowie zugeführte Thonerde und andere Basen enthaltende Silicate unter dem Einfluss des Regional- und hydrochemischen Metamorphismus zu Feldspath und Glimmer umgebildet wurden, wobei auch hin und wieder grössere Ausscheidungen von solchen entstanden.“ (S. 77.)

II. Granulit (S. 78—85).

1. Normale Granulite, selbständig, aber nicht sehr mächtig innerhalb verschiedener Gneissvarietäten: a) ziemlich grobkörnig (S. 78, 79), aufgebaut aus Mikroklinperthit, Quarz, Plagioklas in einem 100 m mächtigen Lager im Muscovitgneiss bei La Soledad in der Sierra de Ejutla; b) feinkörniger (S. 79), im Granatgneiss der Sierra de Cimaltepec bei La Venta; c) flaserig (S. 79, 80), durch flach linsenförmige Quarzindividuen von 2—4 cm Durchmesser bei 2—4 mm Dicke, mit Lagen von rothem Granat, im Glimmergneiss und Pyroxengneiss vom Südabhange des Cerro de Pluma; d) sehr quarzarm (S. 80), aus demselben Abhang oberhalb der Plantage Santa Elena, weiss, feinkörnig, grobplattig mit grossen Partien von Titaneisen, bestehend aus kleinen Körnchen von Kalifeldspath und Plagioklas, vereinzelt Quarz als accessorischer Bestandtheil, specifisches Gewicht eines titaneisenfreien Stückes 2,62 (s. u. Anal. I); e) Granat-

Granulit (S. 80—81), im Bereich der Centralcordillere zwischen Huitzo und Nochixtlan bei Las Sedas, streifig durch flache Quarzlin sen, aufgebaut aus Mikroklinperthit, wenig „Orthoklas“, nicht unbedeutenden Mengen von Plagioklas, Quarz und rosafarbig en Granaten vom spec. Gew. 3,98 (s. u. Anal. IX).

2. Pyroxenhaltige Granulite: a) mit Pyroxengneiss und Amphibolgesteinen den Cerro de Pluma (Küstencordillere) bildende (S. 81, 82) helle, körnig-streifige Gesteine, bestehend aus stecknadelkopfgrossen Körnern von Mikroklin und Quarz, streifig durch Schmitzen und Lagen von braunrothem Granat (blassroth durchsichtig) und schmutzig braungrünem monoklinem Pyroxen in unregelmässig begrenzten Körnern, grau-grün durchsichtig, Pleochroismus in grünlichen und bräunlichen resp. röthlichen Tönen, Theilbarkeit nach (100) deutlich entwickelt, $c:c = 39^{\circ} 50'$. Bisweilen nimmt die Menge des Pyroxen zu und ist dann innig mit der Quarzfeldspathmasse vermenget, der er eine grau-grüne Farbe verleiht. Rhombischer Pyroxen fehlt völlig. b) Graphitgranulit (S. 82—85), die Hauptmasse der kleinen Mulde der Küstenregion zwischen Pochutla und Puerto Angel bildend, vom unterteufenden Granitgneiss durch körnige Kalke und Skapolithfelse getrennt, zähe graue quarzitähnliche Gesteine, aufgebaut aus Kalifeldspath (ohne Mikroklinstructur) und Quarz in vielfach miteinander verzahnten Körnchen, blassgrünem Pyroxen, Graphitblättchen, Zirkon, Apatit, Spinell. Die Analyse (s. u. Anal. XI) zeigt, dass der Pyroxen ein Diopsid von der Zusammensetzung $2Mg Al^2 Si O^6$, $16Ca Fe Si^2 O^6$, $29Ca Mg Si^2 O^6$ ist.

III. Hornblende, Augit- und Skapolithgesteine (S. 86—110).

1. Amphibolite, hauptsächlich in der Centralcordillere verbreitet: a) feldspatharm, den alpinen Strahlsteinschiefern ähnlich: α . nur aus Hornblende bestehend (S. 86), mit wenig Epidotkörnern, als Rollstücke im Thal von Oaxaca verbreitet, Pleochroismus der Hornblende c blaugrün, b lauchgrün, a strohgelb, $c:c$ auf (010) = 16° ; β . Epidotamphibolit (S. 87), in der Centralcordillere weit verbreitet, Epidot und der zum grössten Theil auch secundäre Quarz aus Plagioklas entstanden, Pleochroismus der prismatischen Hornblende c blaugrün, b grün, a lichtbräunlichgelb, $c:c$ auf (010) zu 16° gemessen (bestimmt in dem Gestein von Cañada de Capulin), starke Druckwirkung; γ . feinstreifiger Zoisitamphibolit (S. 87—89), vom Südabhang des Cerro de San Felipe nördlich von Oaxaca, bestehend aus $\frac{1}{2}$ mm dicken Lagen von grüner, langprismatischer Hornblende (c blaugrün, b grasgrün, a lichtgelblichgrün) und anderen von Quarzkörnchen. In beiden Zonen findet sich Zoisit (ungefähr $\frac{1}{10}$ der Gesteinsmasse) in Säulchen, spärlicher Epidot und Feldspath; δ . Quarz-Epidotamphibolit (S. 89, 90), wesentlich aus Hornblende und Quarz bestehend, sehr stark mechanisch deformirt in der Nähe von La Carbonera zwischen Domingullo und Huitzo; b) feldspathreiche, stofflich den Quarzdioriten resp. Hornblendegraniten nahestehende Amphibolite: Dioritschiefer (S. 90—92) vom Nordgehänge der Central-

cordillere zwischen Venta Vieja und der Cañada de Capulin, aufgebaut aus olivenbrauner Hornblende (unregelmässig begrenzte Körner bis 10 mm, c und b braun mit einem Stich in das Grüne, a lichtgelb, $c:c = 16^\circ$) und Plagioklas (Körner von 2—3 mm, nach optischem Verhalten, spec. Gew. 2,736, und seinem Gehalt an SiO_2 47,86 von der Formel Ab_1An_9) mit 4,33 % Apatit, der völlig frei von Chlor ist.

2. Salit- (resp. Diopsid-) Amphibolite (S. 92—95) an den westlichen Gehängen der Centralcordillere in der Nähe von Etna und an den südlichen Abhängen der Serrania de Ejutla, aufgebaut aus lichtgraugrünem, schwach pleochroitischem Pyroxen (Körner ohne Krystallgestalt, $c:c$ zwischen 39° und 45°), der zunächst in Uralit, sodann in Aktinolith übergeht, primärer olivengrüner Hornblende (gleichfalls in Körnern, c dunkelolivengrün, b dunkelbraun, a bräunlichgelb), Plagioklas, accessorisch Granat, Epidot. Durch Umwandlung des Salites entstehen local reine Amphibolite, ohne dass dynamische Einwirkungen nachweisbar sind.

3. Gabbro, wahrscheinlich in Amphibolit übergehend (S. 95—100). Als Gabbro wird ein dunkelgrünes, feinkörniges Gestein bezeichnet, bestehend aus Labradorit ($\frac{2}{3}$ des Gesteins bildend, spec. Gew. 2,707, SiO_2 52,19 %, Al_2O_3 31,35 %), Hypersthen (c lauchgrün, b gelblichbraun, a bräunlichroth, in aktinolithähnliche Hornblende übergehend), graugrünem Augit von Diallaghabitus ($c:c = 41^\circ$), Titaneisen und accessorisch Mineralien in hypidiomorph-körniger Anordnung. Als erstes Umwandlungsstadium wird ein 50 m vom Fundorte dieses Gabbros entferntes Vorkommen angesprochen, bestehend aus Plagioklas mit zahllosen Einlagerungen von Hornblende, Uralit, Epidot und Quarz, stark dynamisch beeinflusst; als zweites Stadium wird ein feinkörniges bis feinfilziges Gemenge von Feldspath, Quarz, Uralit, Epidot, Chlorit, Kalkspath oberhalb des Dorfes La Pluma angesprochen, der directe geologische Zusammenhang liess sich durch Mangel an Aufschlüssen nicht nachweisen.

4. Augitskapolithgesteine (S. 100—108), stets mit Granuliten und Gneissen, sowie körnigen Kalken verknüpft und durch Übergangszonen mit ihnen verbunden; der Skapolith ist höchstwahrscheinlich aus Plagioklas entstanden. Sämmtlichen hierher gehörigen Gesteinen wird eruptive Entstehung abgesprochen: a) bisilicatarne Typen: α . 30 m mächtiges Lager südlich von Pochutla, zwischen die Gneisszone der Küste und die landeinwärts gelegene Granulitmulde eingeschaltet (S. 100—102), hellfarbiges Gestein, aufgebaut aus Plagioklas (Bytownit), bisweilen völlig, ohne Änderung der Form in homogenen Skapolith umgewandelt (Anfangsstadien der Umwandlung sind infolge der gleichen Lichtbrechung des Skapoliths und des basischen Plagioklases nur durch Auslöschung, höhere Doppelbrechung des Skapoliths und Verschwommenwerden der Zwillingslamellirung zu erkennen, für die Umwandlung wird eine Mitwirkung des Meerwassers angenommen), und Augit, unter Abscheidung von Limonit, Epidot, Rutil in Aktinolith umgewandelt. Durch Eintritt des Glimmers an Stelle des Augit in einer 2 m breiten Zone mit dem liegenden Gneiss stofflich verbunden; β . 10 m mächtige Einlagerung in Pyroxengneiss nörd-

lich vom Rancho Zopilote in der Serrania de Ejutla (S. 103—105), Structur durchaus gabbroähnlich, aufgebaut aus Skapolith in Körnern, nach Anal. XIV aufgebaut aus sieben Molecülen Mejonit und fünf Molecülen Marialith, graugrünem Diopsid mit Diallaghabitus ($c:c = 39\frac{1}{2}-40\frac{1}{2}^{\circ}$), nach Anal. XII aufgebaut aus $4\text{Mg Al}^2\text{Si O}^6$, $8\text{Ca FeSi}^2\text{O}^6$, $38\text{Mg Ca Si}^2\text{O}^6$, unregelmässig vertheiltem Quarz, Titanit (begrenzt von n $[\bar{1}23]$, r $[011]$, untergeordnet y $[\bar{1}01]$, Zwillingsbildung nach $[001]$, c bräunlichroth, b und a gelblich); b) bisilicatreiche Typen: α . südlich von Cumbre in der Serrania de Ejutla (S. 105), dem Pyroxengneiss eingelagert, aufgebaut aus rundlichen, fast farblos durchsichtig werdenden Augitkörnern mit zwischengeklebtem Skapolith; β . fast reine Augitfelse bei den Ranchos Zopilote und Arogante (Sierra de Ejutla) (S. 105—108), grobkörnig, die Augitindividuen erreichen Eier- bis Faustgrösse, sinken selten bis zur Erbsengrösse herab, sie sind nicht krystallographisch begrenzt, werden nahezu farblos durchsichtig, $c:c$ auf (010) 40° , $\beta_{na} = 1,6855$, $2V_{na} = 58^{\circ}51'$. Sie umschliessen primäre braune Hornblende (c dunkelbraun, b hellbraun, a bräunlichgelb) und Skapolith, Epidot und Aktinolith treten als Neubildungen auf.

5. Zoisitaugitgestein, mit grossen Titaniten (S. 108—110), grünlichgraues, grobkrySTALLINES Gestein, 30 cm mächtig, 1 km südlich vom Rancho Arogante dem Pyroxengneiss eingelagert, wesentlich aus Zoisitprismen als Hauptbestandtheil, sodann aus Diopsid, zum Theil in Epidot umgewandelt, und wenig Quarz aufgebaut, wohl aus einem Plagioklasaugitgestein entstanden. Die Titanite erscheinen theils als linsenförmige Krystalloide mit einem Durchmesser bis zu 3 cm, theils krystallographisch begrenzt durch n $(\bar{1}23)$, r (011) , y $(\bar{1}01)$, flach prismatisch durch Vorherrschen von n . Mit dem Anlegegoniometer gemessen: $n:n = 136^{\circ}$, $n:y = 141\frac{1}{2}^{\circ}$, $n:r = 152\frac{1}{2}^{\circ}$. c röthlichbraun, a strohgelb, $c:c$ für Li-Licht 44° , für Na-Licht $45^{\circ}30'$, für TI-Licht $47^{\circ}30'$, $2E$ für Li-Licht $82^{\circ}30'$, für Na-Licht 78° , für TI-Licht 73° , spec. Gew. 3,51. Nach der Analyse (s. u. Anal. XVII) scheint dem Normaltitanit etwas Ytrotitanit beigemischt zu sein, wodurch sich der Gehalt an Al_2O_3 erklären würde, der hohe TiO_2 -Gehalt wird auf Einwirkung der Zersetzung zurückgeführt.

IV. Körnige Kalke (S. 111—118), gewöhnlich in der Nachbarschaft der Skapolithgesteine, besonders häufig in der Serrania de Ejutla und der Gegend von Pochutla, grobkörnige Gesteine mit verschiedenen Glimmern, Augit, Olivin, Granat und Spinell. Südlich von Pochutla fast rein in einer 25 m mächtigen Einlagerung zwischen Gneiss und Graphitgranulit, zwischen Rancho Zopilote und Cumbre ein 10 m mächtiges Lager mit Phlogopitkrystallen von 2—4 mm im Durchmesser, begrenzt von (001) , (010) , $(\bar{1}11)$ und (221) , spaltbar auch nach (221) , Glimmer zweiter Art, $2E_{na} = 19^{\circ}$, die spitze Mittellinie a weicht von der Normalen auf (001) um $2\frac{1}{2}^{\circ}$ im stumpfen Winkel β ab. Die Dispersion ($v > \rho$) ist gering, a lichtgelb, b gelblichroth, c grünlichgelb, Absorption $b > c > a$. Etwas dickere Blättchen nach (001) zeigen bei Anwendung des Polarisators (ohne Analysator) zwei senkrecht zu einander orientirte Büschelpaare, die sich zu einem Interferenzkreuz vereinigen, wenn ihre Hauptschnitte mit dem

Hauptschnitt des Polarisators zusammenfallen. Der Glimmer enthält SiO_2 42,09 %, Al_2O_3 12,81 %, Fe_2O_3 2,95 %. Olivinführender Kalk (Ophicalcit) tritt in der Centralcordillere wie in der Serrania de Ejutla auf, am Westabhang der Centralcordillere unweit Las Sedas ein Gemenge von erbsengrossen Calcitindividuen und stecknadelknopfgrossen Olivinkörnchen, in Serpentin und Opal umgewandelt, sowie Granat, zum grossen Theil in Chlorit umgewandelt, enthaltend. Zwischen den Ranchos Arogante und Zopilote, dem Pyroxengneiss eingeschaltet, ein 3 m mächtiges Lager, bestehend aus erbsengrossen Kalkspath, bis 1 mm grossen Picotit, Phlogopit-sälchen von 3 mm Höhe ($2E_{\text{na}} = 13^\circ$), Olivin in Serpentin umgewandelt, viel Diopsid (farblos durchsichtig mit SiO_2 51,87 %, FeO_3 73 % und Al_2O_3 in unwägbaren Spuren). Unweit des Angitskapolithfelsens vom Rancho Zopilote tritt ein Gestein auf, aufgebaut aus grauem, durch Bitumen gefärbten Kalkspath, lichtgrünem Diopsid, weissem Skapolith, deren Mengenverhältnisse untereinander sehr stark wechseln. Der Skapolith umschliesst bisweilen Kalkspath und Diopsid, er tritt in langstengeligen Massen von 4—6 cm Länge und 3 cm Dicke auf, die nur in der Prismenzone Andeutungen von krystallographischer Umgrenzung zeigen. n_w für Na-Licht 1,569, $n_e = 1,550$, $w - \epsilon = 0,019$; spec. Gew. 2,738. Nach der Analyse (s. u. Anal. XV) besteht er aus fünf Mejonit-, drei Marialithmolekeln. Der Diopsid wird blassgrün durchsichtig, $c : c$ auf (110) 30° , auf (010) $39^\circ 12'$, $\beta_{\text{na}} = 1,6820$, $2V = 58^\circ 48'$, spec. Gew. 3,197, nach der Analyse (s. u. Anal. XIII) aufgebaut aus: $\text{Mg Fe}^2\text{SiO}_6$, $3\text{Mg Al}^2\text{SiO}_6$, $22\text{Ca Fe Si}^2\text{O}_6$, $78\text{Ca Mg Si}^2\text{O}_6$.

B. Ältere Eruptivgesteine (S. 118—123) offenbar von geringer Verbreitung.

I. Quarzporphyr (S. 118—120) nördlich von der Rancheria San José el Pacifico, 2539 m, nahe dem Kamm der Sierra de Cimaltepec, als 6 m mächtiger Gang im Granitgneiss, grau, aufgebaut aus Einsprenglingen von Kalifeldspath, Plagioklas, Quarz, Biotit (in Chlorit umgewandelt) und mikrogranitischer Grundmasse, deren Körnchen durch sehr feinen Mikrofelsit verbunden sind. Vom Gneiss und der ihn discordant überlagernden Grauwacke durch eine rothe, zu Beginn der Eruption durch explosive Vorgänge erzeugte Breccie getrennt, die etwas reicher an Fe^2O^3 ist wie der Porphyr. (Im Porphyr 2,87 %, in der Breccie 3,65 %) (S. 120).

II. Quarzporphyrit an beiden Thalgehängen des Rio Capalita nahe bei der gleichnamigen Hacienda: a) vom Südabhang des Cerro de Santa Anna (S. 120, 121), den Schiefergesteinen anscheinend concordant eingeschaltet, grün, aufgebaut aus Plagioklas (Andesin bis Labrador), Biotit und Hornblende (beide in Chlorit umgewandelt) und wenig Quarz als Einsprenglingen in einer mikropegmatitisch struirten Grundmasse von Quarz und Feldspath ($\text{CiO}_2 = 61,34\%$); b) vom Nordabhang des Cerro de Pluma (S. 121, 122) in halber Höhe des Berges zwischen Granuliten, bestehend aus Einsprenglingen von Plagioklas und Quarz in einer mikropegmatitischen, fluidal struirten Grundmasse von Plagioklas, Quarz, Hornblende und wenig Biotit.

III. Olivindiabas (Melaphyr) vom Rancho Chapaneco südlich von Miahuatlan (S. 122, 123), sehr feinkörnig, porphyrisch, durch Olivin in einer Grundmasse von basischem Plagioklas in Leistchen und Augit. Viel Erz. Das Gestein ist stark zersetzt, so dass die farbigen Silicate völlig in Chlorit und Serpentin resp. Chlorit und Epidot umgewandelt sind und Ca der Plagioklase sich als Carbonat ausgeschieden hat. (Anal. V.)

C. Sedimentgesteine jüngerer Formationen (S. 123—126).

Hervorzuheben ist die Analyse des bituminösen, durch zahlreiche Fischreste ausgezeichneten Mergelschiefers vom Cerro de la Virgen bei Tlaxiaco (S. 124—125), der die Hauptmenge des Schwefels in flüchtigen Kohlenwasserstoff-Verbindungen und nur den vierten Theil im Gyps des Gesteines enthält (s. u. Anal. VIa und b) und die recenten Sinterbildungen der Soolquellen von Etna (S. 126), gewöhnliche und durch bunte Bänderung ausgezeichnete Kalksinter, sowie Salzabsätze (s. u. Anal. VII).

D. Jüngere Eruptivgesteine (S. 127—142), räumlich sehr beschränkt.

I. Rhyolith.

1. Flache Kuppen im Thal von Oaxaca (S. 127—129), westlich von der Stadt und zwischen Etna und Santa Magdalena Apasco, licht gefärbt, rauh, feinkörnig mit zahlreichen dunklen Einschlüssen, durch Durchtränkung mit Opal matt, fast erdig aussehend. Aufgebaut aus spärlichen Einsprenglingen von Quarz, Sanidin von der Form des Drachenfesler Vorkommens, olivengrün durchscheinendem Meroxen in einer aus schmutzigrünen Mikrofelsitsträngen und farblosem Glas bestehenden Grundmasse. Die Analyse (s. u. Anal. II) zeigt die Einwirkung der stark vorgeschrittenen Zersetzung. Die dunklen Einschlüsse (S. 129, 130) tragen durch Armuth an Quarz, Führung von Hornblende und Biotit unter den Einsprenglingen, sowie starker Bethheiligung des Plagioklas Trachytcharakter, sie sind ärmer an Kieselsäure als der Rhyolith (67,38% gegenüber 74,61% des Rhyolith auf wasserfreie Substanz berechnet) und werden als „Erzeugnisse einer Tiefenconsolidation eines trachytischen Magmas“ aufgefasst, „das erst später beim Durchbruch durch die quarzreichen archaischen Schiefer durch Absorption grosser Silicatfelsmassen sich mit Kieselsäure angereichert und auf diese Weise Rhyolithnatur angenommen hat“ (S. 130).

2. Nevada (S. 130, 131), 6 km westlich von Tlaxiaco in der Cañada del Rosario in der Mizteca alta den Jurakalk durchbrechend und einen flachen Rücken bildend, aufgebaut aus überwiegend Gemengtheilen der ersten Generation, erbsengrossen Sanidinen und Quarzen, sowie kleinen Biotiten und einem mikrofelsitisch devitrificirten Glase.

II. Trachyt, das bedeutendste Vorkommen bei der Ferreria San Esteban westlich von Tlaxiaco, eine langgestreckte Kuppe als Vorhöhe des Cerro de la Virgen (S. 131, 132), bestehend aus 3—5 mm grossen Sanidinen, Biotit, wenig und kleinen Quarzkörnchen in einer mikropegmatitischen, aus Feldspath, Quarz und etwas Magnetit aufgebauten Grundmasse (s. u. Anal. III).

III. Dacit aus dem Hochthale von Oaxaca.

1. Hügel nordöstlich von Tlacolula (S. 133). Einsprenglingsarm, nur Hornblendesäulen liegen in der fluidal angeordneten Grundmasse, bestehend aus Plagioklasleistchen mit Quarz und etwas Mikrofelsit und Zeretzungsproducten eines farbigen Gemengtheils. In zahlreichen Hohlräumen liegen frei ausgebildete Enden von Feldspathkryställchen, Zeolithe, vereinzelt neugebildete Tridymitblätter. SiO_2 des Dacits 66,53 %.

2. Zwischen Ocotlan und Ejutla (S. 133, 134), reich an Labradoriteinsprenglingen in kryptokrystalliner Grundmasse. $\text{SiO}_2 = 68,74$ %.

IV. Andesite.

1. Amphibolandesite (S. 134—138). a) Kuppen südöstlich von Zimatlan (S. 134, 135): Einsprenglinge von Plagioklas, graugrün durchsichtigem Augit und basaltischer Hornblende (α hellgelb, β dunkelorange, γ rothbraun, Winkel der Auslöschung auf (010) = 4°) liegen in farblosem, der Menge nach zurücktretenden Glase; b) in der Grundmasse hypersthenführende Amphibolandesite: α . vom Cerro Yolomecatl zwischen Teposcolula und Tlaxiaco (S. 135—137) 1 cm lange Hornblendenadeln in einer Grundmasse von äquidimensional ausgebildeten Feldspathkryställchen, grösstentheils zersetzten Hypersthensäulchen und Glas, vereinzelt Pseudobrookit, scharf begrenzt von (110), (101) und Andeutungen eines Brachydomas. Auf Klüften Überzüge von Heulandit in blätterigen Massen und Kryställchen von 1—3 mm Grösse, begrenzt von (010), ($\bar{2}$ 01), (201), (001) und (110), tafelig-blätterig nach (010). Messungen ergaben $110:1\bar{1}0 = 44^\circ 2'$, $\bar{2}01:001 = 65^\circ 48'$, $201:001 = 63^\circ 49'$, $201:110 = 32^\circ 47'$, die Analyse (s. u. Anal. XVI) führt auf das Verhältniss $\text{Si}:\text{Al}_2:\text{Ca}:\text{H}^2:\text{O} = 5,89:1:0,77:5,46:21,03$; β . in der Hacienda Vergel nördlich von Ejutla (S. 137, 138) in einer ähnlich wie bei α zusammengesetzten Grundmasse treten als Einsprenglinge Hornblende, Biotit, Plagioklas auf.

2. Hypersthenandesite (S. 138—140), dunkle, dichte, höchstens mikroporphyrische Gesteine: a) vitrophyrisch am Cumbre de Tilttepec (S. 138), Plagioklas und Hypersthen als Einsprenglinge in einem kaffeebraunen, Feldspathtäfelchen, Hypersthensäulchen und Magnetit enthaltenden Glas; b) mit körnig devitrificirter Glasbasis zwischen Ejutla und der Rancheria Coatecas bajas (S. 138, 139), Plagioklas und Augit in 0,5 mm grossen zersetzten Einsprenglingen in einem globulitisch entglasten und dadurch entfärbten Glase; c) mit mikrokrystalliner Grundmasse und mikroporphyrischer Structur: α . bei Ejutla (S. 139) Plagioklas und Hypersthen als Einsprenglinge in einer aus Plagioklaskörnern, zurücktretendem Hypersthen und gekörneltem Glas bestehenden Grundmasse; β . westlich von Tlacoahuaya (S. 139), ähnlich wie α , aber mit Olivin unter den Einsprenglingen und fluidal struirter Grundmasse; d) nahezu gleichmässig holokrystallin, südlich von Ejutla (S. 139, 140), bestehend aus richtungslos oder fluidal angeordneten Plagioklasleistchen und Hypersthenprismen mit spärlicher mikrokrystalliner Zwischenklemmungsmasse, viel Magnetit (s. u. Anal. IV).

3. Andesitische Gläser (S. 140), rothes pechsteinähnliches Gestein, mit dem Andesit von Tlacoahuaya verbunden, farbloses Glas mit spärlichen Plagioklaseinsprenglingen, SiO₂ 57,73 %.

V. Basalte, nur im nordwestlichen Theil von Oaxaca, der Mizteca alta.

1. Plagioklasbasalt (S. 141, 142): α . an der Peña del Leon, östlich von Teposcolula, mikroporphyrisch, Einsprenglinge von Olivin und Labradorit in einer aus Plagioklasleistchen und Augitkörnchen mit wenig Glas bestehenden Grundmasse; β . bei der Rancheria Portezuelos holokrystallin, Einsprenglinge von Olivin, Augit und wenig Plagioklas in einer aus grünlichen Augitkryställchen, Plagioklasleistchen und Magnetit-oktaedern bestehenden Grundmasse; γ . Gang im Jurakalk westlich von Tlaxiaco, Hornblende, Olivin, Augit, Plagioklas (sämmtlich zersetzt) in sehr feinkörniger Grundmasse von Augit und Plagioklas, sehr wenig Magnetit.

2. Basanit (S. 142), Gang westlich von San Martin Huamelulpam; Olivin und Augit als Einsprenglinge in einer aus Augit, Magnetit, Plagioklasleisten und Nestern von Nephelin bestehenden Grundmasse.

Gesteinsanalysen.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VIa.	VIb.								
SiO ₂ . . .	67,20	68,15	65,10	53,68	46,98	16,92	16,73								
TiO ₂ . . .	—	—	—	0,88	0,42	—	—								
Al ₂ O ₃ . . .	17,24	15,00	16,16	16,96	14,94	} 6,29	} 5,97								
Fe ₂ O ₃ . . .	0,82	1,18	3,28	5,00	5,01										
FeO . . .	—	0,60	0,90	2,41	4,88	—	—								
CaO . . .	3,63	1,91	4,30	10,18	5,40	37,08	36,92								
MgO . . .	—	0,87	1,82	1,79	6,86	—	—								
K ₂ O . . .	6,69	0,96	2,40	0,76	1,10	0,32	0,32								
Na ₂ O . . .	4,73	3,13	3,35	3,55	3,52	—	—								
P ₂ O ₅ . . .	—	—	0,30	0,51	0,49	0,35	0,35								
CO ₂ . . .	—	—	—	4,40	5,39	28,87	29,23								
H ₂ O . . .	—	8,70	Gl.-V. 2,58	Gl.-V. 0,48	4,48	SO ₃ 3,73	SO ₃ 3,50								
Sa.	100,31	100,50	100,19	100,60	99,47										
Spec. Gew.	2,62	2,497	2,574	2,736	2,703										
Bitumen	<table border="0"> <tr> <td>{ C</td> <td>5,05</td> <td rowspan="3">} 6,77</td> <td rowspan="3">} 5,00</td> </tr> <tr> <td>{ H</td> <td>0,91</td> </tr> <tr> <td>{ S, N, O etc. . .</td> <td>0,81</td> </tr> </table>					{ C	5,05	} 6,77	} 5,00	{ H	0,91	{ S, N, O etc. . .	0,81	0,93	} 6,73
{ C	5,05	} 6,77	} 5,00												
{ H	0,91														
{ S, N, O etc. . .	0,81														
	0,80														
Sa.	100,33	99,75													

VII.

Na Cl	92,53
K Cl	1,19
Mg Cl ₂	2,05
Mg SO ₄	3,64
Ca SO ₄	0,29
Sa.	99,70

- I. Granatgranulit, Santa Helena am Südabhang des Cerro de Pluma. Anal.: LENK (S. 80).
- II. Rhyolith, Steinbrüche östlich von Oaxaca. Anal.: RÖHRIG (S. 129).
- III. Trachyt, Ferreria San Esteban, westlich von Tlaxiaco. Anal.: RÖHRIG (S. 132).
- IV. Hypersthenandesit südlich von Ejutla. Anal.: RÖHRIG (S. 140).
[Spuren von SO_3 .]
- V. Olivindiabas, Rancho Chapaneco, südlich von Miahuatlan. Anal.: RÖHRIG (S. 123).
- VIa und b. Mergelschiefer, Cerro de la Virgen bei Tlaxiaco. Anal.: STOBBE (S. 124).
- VII. Absätze der Soolquellen nördlich von Etlá. Anal.: BEERMANN (S. 126).

Mineralanalysen.

	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.
SiO_2	36,43	39,24	53,38	52,22	51,89	52,46
Al_2O_3	25,97	21,89	2,13	1,91	4,18	1,31
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	0,68
FeO	28,12	24,37	4,75	10,76	4,87	6,78
MnO	3,14	0,82	—	—	—	—
CaO	3,58	7,29	24,69	23,53	23,38	23,98
MgO	1,88	6,73	?	11,58	15,31	14,04
Sa.	99,12	100,34	—	100,00	99,63	99,25
Spec. Gew.	4,173	3,98	3,214	—	3,108	3,197

	XIV.	XV.
SiO_2	49,37	49,09
Al_2O_3	27,46	27,95
Fe_2O_3	Spur	Spur
CaO	13,98	15,71
MgO	0,21	Spur
K_2O	1,08	0,33
Na_2O	5,57	5,02
Cl	1,19	1,50
SO_3	0,02	—
Gl.-V.	1,96	1,17
Sa.	100,84	100,77
Spec. Gew.	2,6973	2,738

XVI.

SiO_2	59,32
Al_2O_3	17,12
CaO	7,25
SrO	Spur
H_2O	16,48
Sa.	100,17
Spec. Gew.	2,182

Die Substanz gab beim Erhitzen

bei 125°	4,05	H ₂ O	
„ 175—200°	8,51	„	
„ 250—260°	9,37	„	} Diff. 7,11
beim Glühen	16,48	„	

XVII.

Si O ₂	28,84
Ti O ₂	41,35
Ca O	25,27
Fe O	1,33
Al ₂ O ₃	2,98
Y ₂ O ₃	Spur
Sa.	99,77
Spec. Gew.	3,51

- VIII. Granat (Almandin) aus Granatgneiss. Kamm der Sierra de Cimaltepec. Anal.: LENK (S. 67).
- IX. Granat aus Granatgranulit. Las Sedas zwischen Huitzo und Nochixtlan. Anal.: LENK (S. 81).
- X. Diopsid (Malakolith) aus Pyroxengneiss. Sierra Ejutla. Anal.: LENK (S. 70).
- XI. Diopsid aus Graphitgranulit zwischen Pochutla und Puerto Angel (Si O₂ a. d. Diff. bestimmt). Anal.: LENK (S. 84).
- XII. Diopsid aus Augitskapolithgestein, nördlich vom Rancho Zopilote (Serrania de Ejutla). Anal.: LENK (S. 104).
- XIII. Diopsid aus augit- und skapolithreichem körnigen Kalk, nördlich vom Rancho Zopilote. Anal.: LENK (S. 117).
- XIV. Skapolith aus Augitskapolithgestein, nördlich vom Rancho Zopilote. Anal.: RÖHRIG (S. 104).
- XV. Skapolith aus augit- und skapolithreichem körnigen Kalk, nördlich vom Rancho Zopilote. Anal.: LENK (S. 116).
- XVI. Heulandit auf Amphibolandesit vom Cerro Yolomecatl zwischen Teposcolula und Tlaxiaco. Anal.: JANNASCH (S. 136).
- XVII. Titanit aus Zoisitaugitgestein, 1 km südlich vom Rancho Arrogante, Sierra de Ejutla. Anal.: RÖHRIG (S. 110). Milch.

A. Wichmann: Der Wawani auf Amboina und seine angeblichen Ausbrüche. (Tijdschr. Nederlandsch Aardrijkskund. Genootschap. (2.) 15. I. 20 p. II. 20 p. 1898.)

I. Verf. führt den Nachweis, dass für keinen der in der Literatur angegebenen Vulcanausbrüche des Wawani auf Amboina ein Augenzeuge namhaft zu machen ist und dass alle Berichte theils falsch sind, theils unrichtig aufgefasst wurden.

II. Verf. weist nach, dass von allen, von den verschiedenen Forschern angeführten und untereinander widerspruchsvollen Anzeichen für die Vulcanatur des Wawani lediglich die Angabe des Vorhandenseins einer Schwefelquelle vor der Kritik standhält. Nach der Angabe des einzigen Forschers, der den Wawani erstiegen hat, N. A. T. ARRIENS, ist das Gestein des Wawani „krystallinisch“, aber weder „Trachyt“ noch „Basalt“ und sehr reich an Eisenkies; da nun vom Verf. untersuchte Aufsammlungen von Geschieben aus dem Flusse Wai Loi, der sein Wasser auch von den Abhängen des Wawani empfängt, neben Felsitporphyr, Pechstein, verkieselten Tuffen und Quarziten, in bedeutenden Mengen Diabas (unter 30 Handstücken enthält die Aufsammlung 14 Diabasstücke) enthält, der Pyrit bisweilen in sehr bedeutenden Mengen führt, glaubt Verf., in Diabas das Gestein des Wawani erblicken und annehmen zu dürfen, dass die Schwefelquelle aus dem Eisenkies führenden Diabas entspringt. Es besteht somit kein Grund, den Wawani als Vulcan gelten zu lassen.

Milch.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

E. T. Allen: Native Iron in the Coal Measures of Missouri. (Amer. Journ. of Sc. 154. 99—104. 1897.)

1. In Cameron, Clinton Co. Mo., wurde beim Graben eines Brunnens in einer Tiefe von 51' in einem festen Sandstein, bestehend aus Quarzkörnern mit kalkigem Cement (Anal. IV) eine 12—15 cm mächtige Masse von gediegenem Eisen angetroffen, das sich in kaltem Zustand zu dünnen Platten hämmern lässt, eine eigenthümliche Lagenstructur besitzt, völlig frisch ist und auf angeschliffenen und angeätzten Stellen keine Spur von WIDMANNSTÄTTEN'schen Figuren zeigt. Das specifische Gewicht schwankt infolge der Lagenstructur und vielleicht auch secundär durch den Bohrer beeinflusst zwischen 7,43 und 7,73. Chemisch ist das Fehlen von Nickel und überhaupt allen Metallen (ausser Fe) hervorzuheben (Anal. I).

2. In Weaubleau, Hickory Co. Mo., wurde bei der Herstellung eines Bohrloches in einer Tiefe von 35' nach Durchbohrung von wechselagernden Sandsteinen und Thonen ein Thon angetroffen, der in kleinen Stücken metallisches Eisen enthält; der Thon ergab 79,32% SiO_2 und 1,67% Fe. In der Nähe wurde in derselben Tiefe Kohle angetroffen. Das Eisen gleicht dem Vorkommen von Cameron, nur ist die Lagenstructur schwächer ausgeprägt. Spec. Gew. 7,58—7,88 (Anal. II).

3. In Holden, Johnson Co. Mo., wurde gleichfalls in einem Bohrloch in Thon in einer Tiefe von 37' Eisen gefunden; 16' höher wurde ein Kohlenflötz durchbohrt; der Thon enthielt 65,25% SiO_2 und 3,63% Fe. Spec. Gew. des Eisens 7,49 (Anal. III).

Die Entstehung des gediegenen Eisens wird auf Reductionsvorgänge, hervorgerufen durch die Kohle, zurückgeführt.

	I.	II.	III.		IV.
Fe	99,16	99,39	97,10 ¹	Unlös. in HCl	64,14 (darunt. 63,52 SiO ²)
SiO ²	0,37	0,31	1,65	lös. in HCl	{ CaCO ³ 30,90
C	0,065	0,13	0,176		{ MgCO ³ 0,89
P	0,207	nicht best.	nicht best.		{ Al ² O ³ 2,65
					{ Fe ² O ³ 1,27
					Sa. 99,85

Milch.

H. W. Fairbanks: The Tin Deposits at Temescal, Southern California. (Amer. Journ. of Sc. 154. 39—42. 1897.)

Die Zinnstein-Lagerstätte, die durch die Mine von Temescal (5 Meilen südöstlich von South Riverside) abgebaut wurde, befindet sich in der Mitte eines halbkreisförmigen Granit-Gebietes, dessen Durchmesser 2 Meilen beträgt und das nach Osten mit einem gewaltigen Granit-Massiv in Verbindung steht. Der biotitarmer, plagioklasführende Granit wird von feinkörnigen Gängen von Kali-Feldspath und Quarz durchzogen.

Der Granit wird von zahllosen, im Allgemeinen NO.—SW. verlaufenden Spalten durchsetzt, die von einer schwarzen Masse erfüllt sind; sie sind gewöhnlich schmal ($\frac{1}{2}$ cm bis einige cm mächtig), der wichtigste zinnerzführende Gang erreicht jedoch am Cajalco hill eine gewaltige Ausdehnung: der erwähnte Hügel mit einem Durchmesser von ca. 80 m an der Basis besteht wesentlich aus der Gangmasse, jedoch verändert sich die Mächtigkeit gerade der stärkeren Gänge sehr schnell und in sehr weiten Grenzen, in sehr geringer Entfernung von dem Hügel in nordöstlicher Richtung beträgt die Mächtigkeit des Ganges nur 2 m. Das Material der schmalen Gänge ist wesentlich Turmalin mit zurücktretenden Quarzkörnern, der Cajalco-Gang besteht aus Turmalin und Quarz in ungefähr gleichem Verhältniss; die Gangmasse ist porös und enthält Drusen mit Turmalin- und Quarzkrystallen. Mit dieser Turmalin-Quarz-Ausfüllung ist local der Zinnstein verbunden; jedoch erwiesen sich nur wenige Gänge als zinnsteinführend und auch in diesen ist die Vertheilung sehr ungleichmässig. Als reichste Stelle erwies sich die erwähnte 2 m mächtige Partie des Ganges nordöstlich vom Cajalco hill, während in dem Hügel selbst nichts gefunden wurde; wo der Zinnstein auftritt, ist er entweder in der Gangmasse vertheilt oder findet sich in Nestern. Die Analyse eines solchen ungewöhnlich reinen und von Turmalin freien Nestes ergab: SnO² 76,15, SiO² 9,82, WoO³ 0,22, CuO 0,27 [Fe²O³, Mn²O³, Al²O³, CaO 13,54 (wohl aus der Differenz bestimmt)]. Der Zinnstein findet sich als derbe braune Masse und in hell rothbraunen Krystallen, seltener als Holzzinn. Der locale Reichthum an Zinnstein ist ein charakteristischer Zug dieser Lager-

¹ Der ursprüngliche Gehalt war vielleicht etwas höher, da die Oxydation beim Liegen an der Luft möglicherweise tiefer eingedrungen war und somit Rost mit analysirt wurde.

stätte. Zur Entstehung der Gänge wird angenommen, dass ursprünglich schmale Klüfte durch schrittweise erfolgte Verdrängung des angrenzenden Granites erweitert und gleichzeitig mit den Neubildungen erfüllt wurden; beides wird der Thätigkeit heissen Wassers zugeschrieben. **Milch.**

W. Möricke: Die Gold-, Silber- und Kupferlagerstätten in Chile und ihre Abhängigkeit von Eruptivgesteinen. (Habilitationsschrift. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. 10. 152—200. 1897.)

Diese letzte Schrift des allzu früh verstorbenen Forschers enthält eine zusammenfassende Darlegung seiner Beobachtungen über das Abhängigkeitsverhältniss zwischen Erzgängen und Massengesteinen im mittleren und nördlichen Chile (dies. Jahrb. 1893. II. -80-; 1897. I. -480-).

Nach MÖRICHKE lassen sich die chilenischen Lagerstätten von Gold-, Silber- und Kupfererzen in folgende Gruppen eintheilen:

I. Gold-Kupferformation. Gänge, Adern und Imprägnationen mit Gold und Kupfererzen, die meist etwas goldhaltig sind, innerhalb mässig saurer und saurer Eruptivgesteine. (Quarzführender Gabbro- resp. Quarz-Augit-Diorit, Quarz-Diorit, Syenit, Amphibol-Granitit, Quarz-Porphyr resp. Liparit.) Hauptgangart: Quarz. Turmalin häufig vorhanden.

A. Eigentliche Goldlagerstätten, in welchen das Gold dem Werthe nach unter den auftretenden Metallen obenan steht. Beispiele: Guanaco in der Provinz Antofagasta, Inca de Oro, Cachiuyo und Jesus Maria in der Provinz Atacama, Talca, Andacollo, Los Sauces in der Provinz Coquimbo, Chivatos in der Provinz Talca etc.

B. Lagerstätten mit reichen Kupfererzen, die in der Regel einen sehr wechselnden Gehalt an Gold besitzen. Freigold kommt hier hin und wieder vor. Beispiele: Remolinos und Ojancos in der Provinz Atacama, Tamaya und La Higuera in der Provinz Coquimbo, Caleu, Las Condes und Paralillo in der Provinz Santiago etc.

Diese beiden Untergruppen von Lagerstätten lassen sich nicht scharf von einander trennen, da sie durch alle möglichen Übergänge auf das Engste miteinander verbunden sind.

II. Edle Silber-Kupferformation. Lagerstätten mit edlen Silbererzen ohne wesentlichen Goldgehalt und mit silberhaltigen Kupfererzen innerhalb basischer Plagioklas-Augit-Gesteine (Diabase, Augit-Porphyrite, Augit-Andesite) oder innerhalb mesozoischer Sedimente, besonders Kalksteine, welche von derartigen Eruptivgesteinen durchzogen sind. Hauptsächliche Gangarten: Kalkspath, Schwerspath und Quarz. Zeolithe häufig vorhanden. Turmalin fehlt vollständig.

A. Lagerstätten mit Kupfererzen, welche kein Gold, wohl aber in der Regel einen kleinen Gehalt an Silber besitzen. Gediegen Silber zuweilen vorhanden. Beispiele: Minen von Puquios und Checo in der Provinz Atacama, Mercedes de Algodones in der Provinz Coquimbo, Catemo in der Provinz Aconcagua, Lamza in der Provinz Santiago etc.

B. Lagerstätten mit edlen Silbererzen. Kupfererze treten hier mehr oder weniger in den Hintergrund. Beispiele: Tres Puntas, Cabeza de Vaca, Los Bordos, Chañarillo, San Antonio in der Provinz Atacama, Algodaies, Rodaito, Argueros, Quitana in der Provinz Coquimbo etc.

Diese beiden Untergruppen von Lagerstätten sind wie die beiden zuvor angeführten durch Übergänge auf das Innigste miteinander verknüpft.

III. Edle Silbergänge mit hohem Goldgehalt, welche nachweisbar sowohl basische als auch saure Eruptivgesteine durchsetzen. Freigold kommt hier nicht selten neben Chlorverbindungen des Silbers vor. Beispiele: Lomas Bayas in der Provinz Atacama und Condoriaco in der Provinz Coquimbo.

Diese Art von Edelmetallagerstätten repräsentirt gleichsam eine Mischung oder Combination der unter IA und IIB aufgeführten Erzvorkommen.

IV. Lagerstätten mit Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz, Enargit etc. Die Erze sind durchweg silberhaltig und meist auch etwas goldhaltig. Edle Silbererze sind hier selten. Diese Lagerstätten stehen in Verbindung mit tertiären Andesiten und Lipariten, resp. deren Tuffen. Beispiele: Cerro Blanco und La Coipa in der Provinz Atacama, Las Hediondas, Vacas Heladas und Rio Seco in der Provinz Coquimbo etc.

Hiernach wird der stoffliche Inhalt der chilenischen Gold-, Silber- und Kupfererzgänge in hohem Grade beeinflusst von der Zusammensetzung der sie begleitenden Eruptivgesteine. Der in räumlichem Zusammenhang mit mehr oder weniger sauren Massengesteinen stehenden Gold-Kupferformation, in der Quarz eine grosse Rolle spielt und die durch das relativ häufige Vorkommen von Turmalin ausgezeichnet ist, steht die edle Silbererz-Kupferformation gegenüber, die an das Auftreten basischer Eruptivgesteine und kalkiger Sedimente geknüpft ist und welcher Kalkreichthum und das häufige Vorhandensein verschiedener Zeolithe eigen ist.

In gewissem Sinne entsprechen nach MÖRICKÉ die wahren Silbergänge Chiles dem Typus Andreasberg—Silberinsel und die silberhaltigen Kupfervorkommen derselben Hauptgruppe dem Typus Dillenburg—Lake Superior.

Die in Chile nicht häufigen, goldhaltigen, edlen Silbererzgänge stellen sowohl in Bezug auf die eruptiven Nebengesteine, als auch in Bezug auf die Erzführung Mischungen dar und gehören dem Typus Comstock—Schemnitz an.

Der Typus Oruro—Potosi hingegen, der Gänge mit Silbererzen und Zinnstein umfasst, die in räumlichem und wohl auch in ursächlichem Zusammenhang mit sauren und mässig sauren Eruptivgesteinen stehen, hat in Chile keinen Vertreter.

Bei den Bleiglanz-Kupfererz-vorkommen in den jüngeren vulcanischen Gesteinen ist besonders das öftere Auftreten von Enargit hervorzuheben, ein Mineral, das schon von STELZNER als „ein typisches Element der vulcanischen Facies der Kupferformation“ bezeichnet worden ist. Das Alter dieser Erzvorkommen muss jedenfalls ein verhältnissmässig sehr jungendliches sein.

Aber selbst den edlen Silbererzgängen muss ein postneocomes Alter zugeschrieben werden. Diese Erzformation ist an Spalten geknüpft, deren Entstehung allem Anschein nach im Zusammenhang mit benachbarten Eruptionen steht. Hierbei konnten gleichsam als Folgen der Eruptionen auf den Spalten, Klüften und Rissen Gewässer von einer bestimmten physikalischen und chemischen Beschaffenheit emporsteigen. Die Thatsache, dass die ursprünglichen Erze in den Gängen stets Schwefelverbindungen sind, deutet darauf hin, dass es Solfataren-Wässer waren, welche die Erze absetzten. Weiterhin ist zu beachten, dass die Gesteine, welche die Silbergänge umschliessen, der mächtigen Porphyritformation angehören, die im Wesentlichen aus basischen Eruptivgesteinen (Plagioklas-Augit-Gesteine mit porphyrischer Structur und zugehörige Tuffmassen), sowie aus mit solchen eruptiven Felsarten wechsellagernden und von ihnen durchzogenen Kalksteinen zusammengesetzt wird. Hierdurch wird das reichliche Vorkommen von Kalkspath, Braunspath und Kalk-Zeolithen in den Silbergängen ganz erklärlich. Die Kalkmenge stammt offenbar z. Th. aus den Plagioklasen und Augiten der Diabasgesteine, z. Th. wohl auch aus den mesozoischen Kalksteinen her und ist aller Wahrscheinlichkeit nach auf die intensive Einwirkung der Solfataren-Wässer, die auch reich an Kohlen-säure gewesen sein mussten, zurückzuführen.

Von einer Entstehung der chilenischen Erzgänge durch Lateralsecretion in engerem Sinne, wonach also die Stoffe in den Gängen gerade dort zur Ablagerung kommen mussten, wo sie aus dem Nebengestein ausgezogen wurden, kann bei Annahme einer Auslaugung der Gesteine durch aufsteigende heisse Gewässer keine Rede sein. Es handelt sich vielmehr nach MÖRCKE um eine pneumatohydrogene Bildung der Erze in Verbindung mit einer Lateralsecretion nebst nachfolgender Ascension der Lösungen in der Art, wie G. BECKER die Entstehung der Erzlagerstätte von Steamboat Valley in Nevada erklärt. Hierbei dürften in besonderem Maasse tiefer gelegene Gesteinspartien (der Porphyritformation) in Mitleidenschaft gezogen worden sein, da die circulirenden Wässer in grösserer Tiefe unter erhöhtem Druck eine grössere Auflösungsfähigkeit besaßen.

Auf diese Weise wird die Abhängigkeit der Gangausfüllung der chilenischen Erzgänge von der chemisch-mineralogischen Beschaffenheit der sie umschliessenden Eruptivgesteinsmassen am befriedigendsten erklärt. Auch ist mit dieser Auffassung sehr wohl vereinbar, dass gemischte Erzgänge vom Typus Comstock—Lomas, Bayas—Condoriaco entstehen konnten, bei denen das Gangmaterial aus verschiedenartigen Eruptivgesteinen herzurühren scheint.

Th. Liebisch.

G. F. Becker: The Witwatersrand Banket with Notes on other Goldbearing Puddingstones. (XVIII. Annual Report U. St. Geol. Survey 1896—97. P. V. 36 p. 1 pl. Washington 1897.)

Über das schnelle und stetige Anwachsen der Goldproduction in Transvaal giebt Verf. die folgende Tabelle (in Unzen à 70 Mark ca.):

1887	23 149	1892	1 208 928
1888	207 660	1893	1 476 507
1889	369 557	1894	2 023 198
1890	494 817	1895	2 277 640
1891	729 238	1896	2 280 892

Für 1897 erreichte die Production schon für die ersten 5 Monate fast die Hälfte der vorjährigen; dabei war der Abbau bisher nur in den „outcrop properties“ und in diesen nur bis etwa 1000' Tiefe vorgedrungen, während noch ca. 6000' vom Ausgehenden entfernt in 3251' Tiefe abbauwürdige Conglomerate erbohrt sind und der Abbau bis zu 4000' Tiefe ungewöhnliche Schwierigkeiten kaum machen wird, wenn auch die Rentabilität nicht festzustellen ist.

Die Goldfelder nördlich Transvaal umfassen etwa 75 000 □miles, innerhalb Transvaal etwa 55 000 □miles. Johannesburg, Heidelberg, Pochefstroom und Klerksdorp liegen alle am Südrand der letzteren und nur in ihnen findet sich das Gold in Conglomeraten; in Matabele- und Maschona-Land ist das Gold nach den Angaben von HAMMOND an metamorphe Schiefer, namentlich Quarzgänge in Chloritschiefer (wahrscheinlich dynamometamorphe Eruptivgesteine) gebunden, welche als 5—20 miles breite, OW. verlaufende Streifen im Granit liegen und nach zahlreichen flachen Gruben zu schliessen im Alterthum für viele Millionen Pfund Sterling Gold geliefert haben müssen. Die Goldfelder im nördlichen Transvaal ähneln diesen, die Schiefer sind hier als Swasie-Schiefer bekannt, auf ihnen lagert discordant an ihrem Südrand die untere Capformation mit goldführenden Conglomeraten, darüber discordant die obere Capformation, an ihrer Basis ebenfalls mit einem an manchen Stellen erfolgreich abgebauten goldführenden Conglomerat, dem Black Reef, weiter oben folgen dann Dolomite und Gatsrand-Schichten, sie werden auf weite Strecken von fast horizontalen Karoo-Schichten überdeckt.

Obwohl Gold in dem ganzen, mehrere 1000 m mächtigen Conglomerat der unteren Capformation vorkommt, ist bisher nur das sogen. „Haupt-Reef“ technisch wichtig geworden; die andern Reefs, die in der Horizontalen 3000—10 000', senkrecht zum Streichen etwa halb so viel von ersterem abstehen, lassen sich davon meist durch petrographische Charaktere unterscheiden, obwohl diese auch im Haupt-Reef etwas variiren. Die Goldführung ist im Haupt-Reef hauptsächlich an eine nur etwa 15" mächtige Bank, den „Leader“, gebunden, daneben pflegt eine durch 30—100' Quarzit davon getrennte, als „South Reef“ bezeichnete, ebenfalls nur schmale Bank sehr reich zu sein. An manchen Stellen sind 6 und mehr abbauwürdige Bänke vorhanden; ob aber irgend eine wirklich auf 20 und mehr miles verfolgt werden kann, ist sehr zweifelhaft; Verf. scheinen sie im Allgemeinen mehr sehr flach linsenförmige Massen zu bilden; sicher ist, dass manche auffallend lange (bis mehrere miles) anhalten. Die untere Capformation westlich und östlich vom Witwatersrand zu verfolgen, ist wegen ihrer starken Störungen und der Bedeckung durch die obere Cap- und die Karoo-Formation sehr schwierig, zumal die natürlichen Aufschlüsse nicht günstig sind. Die Gold-

vorkommen bei Klerksdorp und Pochefstroom und ebensolche im Swasi- und Zulu-Land sollen aber ebenfalls zur unteren Capformation gehören.

Die Conglomerate sind nach Form und Lagerung ihrer Gerölle marinen Ursprungs; die Concordanz der einzelnen Lagen der viele Tausend Fuss mächtigen Schichtenfolge ist eine auffallend genaue, das tritt (namentlich den fluviatilen Conglomeraten, z. B. Californiens gegenüber) auch in der Vertheilung des Goldes sehr hervor; es fehlen die Goldklumpen, und es ist nicht auf schmale Canäle und Geröllschichten beschränkt. Die Geröllschichten sind am Ausstreichen etwa 60° , local bis 90° aufgerichtet, in der Tiefe beträgt das Fallen nur $20-30^{\circ}$; daneben sind sie vielfach von kleinen Verwerfungen und Überschiebungen betroffen, welche von der Intrusion meist anscheinend basischer Gesteine begleitet waren. Dass die jetzt an der Oberfläche austreichenden Theile der Reefs zur Zeit ihrer Bildung gleich weit von der Küste entfernt waren, ist höchst unwahrscheinlich und für die Ausbeutung von grosser Wichtigkeit, denn man kann danach annehmen, dass die austreichenden, auf mehr als 30 miles zu verfolgenden Conglomerate nicht ein schmales, der ehemaligen Küste folgendes Band bilden, sondern einen Streifen von beträchtlicher Breite.

Die goldführenden Geröllbänke bestehen aus Quarzkieseln mit einem Cement von Sand, Pyrit und infiltrirter Kieselsäure. Das Gold kommt mit Pyrit zusammen auch in den Quarzgeröllen vor, diese scheinen Gangquarz zu sein. Das meiste Gold steckt aber in dem Cement, auch in kleinen, nur 0,1 mm grossen Geröllchen von Eisenkies desselben. Ausser den schon von andern bemerkten Mineralen fand Verf. in dem Cement noch Magnetkies. Größere und dabei wenig mächtige Geröllbänke pflegen reicher zu sein als feinkörnigere und mächtigere, ausserdem häuft sich das Gold fleckenweise an. Ein Einfluss der Intrusivgesteine auf den Metallgehalt scheint durchaus nicht vorhanden zu sein; dieser Umstand, sowie die weiteren, dass die Vertheilung des Goldes auch durch die beobachteten Verwerfungsspalten durchaus nicht bedingt scheint, dass auch die durchsetzenden, mit den Intrusivgesteinen verknüpften Quarzgänge frei von Gold sind, machen es wahrscheinlich, dass das Gold älter als die Schichtenaufrichtung ist; dasselbe folgt auch aus dem Fehlen des Goldes in den Sandsteinen zwischen den Conglomeraten (sie enthalten nur etwa $\frac{1}{1000}$ so viel) und aus seinem Vorkommen in den sehr kleinen Pyrit-Geröllen. Das krystallisirte Gold, welches wie überhaupt das freie, mit blossem Auge sichtbare Gold, hauptsächlich in den der Oxydation zugänglichen Theilen der Ablagerung beobachtet ist, weist nur auf locale Umkrystallisation, nicht auf eine allgemeine Imprägnation der Conglomerate mit Goldlösungen hin. Die sogen. Imprägnationstheorie scheint daher unhaltbar. Auch DE LAUNAY'S Präcipitationstheorie giebt keinen Aufschluss z. B. über die Association des Goldes gerade mit den grössten Geröllbänken, aus welchen also aller feine Schlamm, nicht aber das Gold weggeschlämmt sein müsste, abgesehen davon, dass die Annahme eines mit Gold und Pyrit beladenen Meeres vieles Unwahrscheinliche hat. Verf. setzt daher an die Stelle dieser beiden Theorien eine von ihm als „Marine Placer“-Theorie bezeichnete.

Da krystallisirter Pyrit und andere Sulfide in Quarzgeröllen eingeschlossen vorkommen, ebenso Gold, und zwar mindestens ebenso häufig wie in den goldführenden Conglomeraten z. B. von Californien, Oregon, Venezuela und Alaska, da ferner das Vorkommen krystallisirten Goldes auch ausserhalb derselben durch Lösung und Umkrystallisation ebenso zwanglos sich erklärt wie die Bildung der Quarzite aus Sandstein etc., da es sich ferner nicht um Flussablagerungen handelt und also eine Ansammlung des Goldes am Grunde der Conglomerate gar nicht zu erwarten ist, so steht nichts der Annahme entgegen, dass der Witwatersrand zur Zeit seiner Bildung nahe der Küste eines an Goldquarzgängen reichen Landes lag, welches erodirt wurde, ein Vorgang, der sich ähnlich z. B. auch am Westabhange der Sierra Nevada abgespielt haben wird. Die Goldlager von Witwatersrand sind also alte Strandbildungen. Verf. weist zur weiteren Begründung noch darauf hin, dass in Frankreich, Neu-Schottland, den Vereinigten Staaten und Neu-Seeland ähnliche, wenn auch nicht entfernt so reiche Conglomerate vorkommen. Ist die Marin Placers-Theorie richtig, und war der Witwatersrand damals Meeresküste, an welcher wie heute um Südafrika herum, eine lebhafte Meeresströmung vorbeiführte, und die Gerölle von O. nach W. transportirte, so ist, da das Gold an die groben Gerölle gebunden ist, eine Abnahme des Goldgehaltes nach W. zu erwarten.

O. Mügge.

Experimentelle Geologie.

1. **G. Spezia:** Contribuzioni di geologia chimica. Esperienze sul quarzo. (Atti d. Accad. reale d. sc. di Torino. 38. 16. Jan. 1898. 22 p. 1 Taf.)

2. —, Contribuzioni di geologia chimica. Esperienze sul quarzo e sull' opale. (Ibid. 33. 19. Juni 1898. 9 p. 1 Taf.)

1. Verf. hat seine Versuche über Löslichkeit des Quarzes in Wasser von hoher Temperatur fortgesetzt (dies. Jahrb. 1897. I. -240-) und gefunden, dass der Druck dabei keine Rolle spielt, die Löslichkeit von der Temperatur abhängt. Die in Lösung gegangene Kieselsäure wurde bei langsamem Verdampfen stets als Opal wieder erhalten. Zur Quarzbildung bedurfte es einer alkalischen Beimischung. Krystalle von Quarz wurden besonders stark auf den Rhomboëderflächen angegriffen und bedecken sich dann bei weiteren Versuchen ebenso leicht wieder mit neuer Substanz, so dass hier die Maxima der Corrosion und des Wachsthums zusammenfallen. Die Kieselsäure für alle diese Versuche wurde erhalten aus der Zersetzung von Natriumsilicat und die Anordnung der Versuche zur Untersuchung der verschiedenen Bedingungen mannigfach variirt, der Einfluss des Schwefels bestimmt, statt des Silicates auch Glas verwandt u. a. m. Aus dem leichteren Wachsen der Krystalle in der Richtung der Verticalaxe erklärt sich die gewöhnliche säulenförmige Gestalt des Quarzes und die sehr viel geringere Neigung, die Krystallform im Laufe des Wachsthums zu ändern. Bei einem Ver-

suche, die Ausheilung von Quarzfragmenten, wie sie z. B. im Sandstein mehrfach beobachtet ist, nachzuahmen, erhielt Verf. analoge Resultate und deutliche Rhomboëderenden in den nicht ganz ausgefüllten Zwischenräumen. Die Tafel giebt einige Bilder von solchen angeätzten oder weitergewachsenen Krystallen.

2. Die früheren Untersuchungen über das Verhalten des Quarzes bei hohem Drucke und hoher Temperatur hatten dargethan, dass er in der Richtung der Verticalaxe rascher wächst und sich ergänzt als senkrecht dazu. Um dies noch an einigen zweifellosen Versuchen zu bestätigen, wurden in einen Quarzkrystall nach verschiedenen Richtungen gleich weite Schnitte gemacht, ferner in einer parallel der Axe geschnittenen Platte radial Kerben eingesägt und die Experimente wiederholt. Es ergab sich, dass die Einschnitte parallel der Axe fast gar nicht, die senkrecht dazu fast ganz ausgefüllt waren. Daraus erklärt sich die säulenförmige Gestalt der Bergkrystalle und das Fehlen der Basis, während beim Calcit diese Wachsthumunterschiede so gering sind, dass fremde Einflüsse sie überwiegen. — Opal in denselben Apparat gebracht und mit Wasser und etwas Natronsilicat behandelt, ging in ein Aggregat von Quarz über. Doch sollen darüber spätere Untersuchungen erst Näheres bringen.

Deecke.

Marpmann: Beiträge zur Theorie der geschichteten Gesteine. (Ber. d. naturf. Ges. Leipzig. Jahrg. 1897. Sitzung vom 11. Januar 1898. 6 S.)

Feines, pulverförmiges, sehr feuchtes Material wurde zur Herstellung homogener und fester Steine in einem eisernen Kasten wechselnden Drucken, im Maximum einem Drucke von 250 kg auf 1 cm² ausgesetzt. Wenn die Druckplatte das Entweichen der eingeschlossenen Luft verhinderte, bildeten sich Steine, deren Kern aus blattartigen Lagen von einigen Millimetern Dicke bestand, während die Ränder eine homogene Beschaffenheit angenommen hatten. Dagegen erzeugten Pressversuche mit durchlochtem Druckplatten sehr harte Steine von gleichartig feinkörniger Structur, die sehr schwer zerbrechen und beim Zerschlagen in unregelmässige Stücke zerspringen. Verf. zieht hieraus folgende Schlüsse: 1. Werden nicht gebundene, feuchte oder flüssige Gesteinsmassen bei Anwesenheit von Gasen einem Druck ausgesetzt, so dass die Gase nicht oder nur sehr langsam entweichen können, so wird die fest werdende Gesteinsmasse schieferig oder geschichtet. 2. In der Natur kann das geschichtete Gestein dadurch entstehen, dass sedimentäre Schichten unter Gasdruck kommen (Schiefer, Urschiefer) oder vulcanische Gesteinsmassen im flüssigen Zustande unter starkem Gasdruck stehen und langsam krystallinisch erstarren (Gneiss, Glimmerschiefer, Amphibolit u. s. w.). 3. Aus dem Versuch ergibt sich, dass bei vulcanischen Gesteinen eine Schichtung vorkommen kann.

Th. Liebisch.

Geologische Beschreibung einzelner Gebirge oder Ländertheile.

Keilhack: Über neuere Tiefbohrungen auf dem Fläming. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 49. 1897. 23.)

Der bis über 200 m ansteigende Fläming ist in neuerer Zeit durch 7 Bohrungen näher bekannt geworden. Bei Belzig 1. in + 50 m Meereshöhe: Diluvium 32 m; 2. in + 70—75 m: 5 m Süßwasserkalk, dann Sande, von 20,7—83 m Miocänsand; 3. + 180 m Hagelberg: 95 m Diluvium mit vorherrschenden groben fluvioglacialen Bildungen; 4. + 160 m: 73 m thoniges und sandiges Diluvium, darunter Miocänsande. 5. Bei Ziesar in 10—20 m Miocän. 6. Deetz: 8 m Diluvium auf Oberoligocän, von 55—60 m nochmals Diluvium, 60—80 m Oberoligocän, — 165 m Mitteloligocän, — 175 m Reibungsbrecie, dann Buntsandstein. 7. Zieko + 75 m: 10,5 m Diluvium, — 11,9 m Miocän, — 15 m Diluvium, — 15,8 m Miocän, — 21 m Diluvium, — 22 m Miocän, — 24 m Diluvium, — 72,5 m Miocän, — 102,1 m Oberoligocän, — 211 Mitteloligocän, dann Buntsandstein.

Sonach besitzt der Fläming über dem Meeresspiegel einen Kern von älteren, als tertiären Schichten nicht, und diese selbst reichen nur in seinen südlichen Randgebieten bis zur Oberfläche, sowie zu beträchtlichen Meereshöhen. In einiger Entfernung vom Nordrande findet sich eine parallele Zone, wo jedoch der erreichte Höhenbetrag viel geringer ist. Der dazwischen liegende Theil führt Quartärbildungen von grosser Mächtigkeit, und zwar überwiegend fluvioglaciale Absätze. Nord-südlich gelegte Profile geben also etwa das Bild einer schiefen Ebene, deren höchste Punkte am Südrande liegen, über deren mittleren Theilen das Quartär am mächtigsten ist. Auf den Widerstand, den der südliche Randwall dem Vorrücken des Eises entgegenstellte, ist wohl auch die merkwürdige Wechsellagerung quartärer und tertiärer Schichten in Zieko und Deetz zurückzuführen.

E. Geinitz.

Aug. Tobler: Über die Gliederung der mesozöischen Sedimente am Nordrande des Aarmassivs. Mit Benutzung der Manuscripte und Sammlungen von U. Stutz. (Verh. Naturf. Ges. Basel. 12. 1897. 25—107.)

Mit der Bearbeitung des STUTZ'schen Materials betraut, hielt es Verf. für seine Pflicht, mit der stratigraphischen Untersuchung der Sedimente am Nordrande des Aarmassivs zu beginnen, an deren Beendigung U. Stutz durch den Tod verhindert wurde. Hierzu standen ihm die Tagebücher und ein Manuscript, betitelt: „Die Contactlinie zwischen Urgebirge und Sediment vom Urbachsattel bis zum Kistenpass“ von U. STUTZ zur Verfügung.

Verf. beschreibt im ersten Theile der Arbeit eine Reihe von Specialprofilen und lässt im zweiten die Beschreibung der Schichtreihe folgen. An der Basis der Schichtreihe befindet sich überall der 1—30 m mächtige

Verrucano, der als Aufarbeitungsproduct des Urgebirges Geschiebe davon in mehr oder minder abgerolltem Zustand enthält. Während über den Verrucano der Contactzone eingehende Untersuchungen von BALTZER angestellt sind, fehlen solche über den Übergang zum normalen Verrucano des Glarnerlandes und zur schieferigen Talkquarzitfacies von Vättis. Das nächstfolgende Glied ist der wohlbekannte Röthidolomit, das dritte der rothe, theilweise grüngefleckte Quartenschiefer.

Der Lias tritt nur sporadisch und in ganz schwacher Entwicklung in Form eines 50—100 cm mächtigen, harten, schwarzen Echinodermenkalkes auf. Die Versteinerungen: *Rhynchonella variabilis*, *Rh. plicatissima*, *Rh. calcicosta*, *Terebratula millenaria* DUM., *Lima punctata*, *Pecten Hehli*, *Cardinia Listeri*, *Card. crassiuscula*, *Pholadomya glabra*, *Gresslya galathea*, *Harpoceras costula* REIN., *H. aalense* ZIET., ferner nach FRAAS *Gryphaea arcuata*, *Pecten glaber*, *P. priscus*, lassen schliessen, dass diese Bank trotz der geringen Mächtigkeit dem gesammten Lias entspricht.

Im Dogger unterschied U. STUTZ im Maderaner Thal, Erstfelder Thal, Gadmen-Thal und bei Engelberg vier Glieder: Untere Schiefer, Korallenbank, Obere Schiefer, Callovien-Eisenoolith. Östlich und westlich der genannten Thäler wird der gesammte Doggercomplex einheitlich, im Canton Glarus geht er in Echinodermenbreccie über, im Westen wird er oolithisch. Verf. unterscheidet im Dogger: *Opalinus*-Schichten, Bajocien, Bathonien, Callovien, und diese Gliederung deckt sich fast genau mit der von STUTZ eingeführten. Die *Opalinus*-Schichten bestehen aus einem ca. 12 m mächtigen thonigen Schiefer mit Thoneisensteinknollen. Die spärlichen und kleinen Versteinerungen: *Posidonia alpina*, *Nucula Hausmanni*, *Leda rostralis*, *Protocardium subtruncatum*, *Trigonia tuberculata*, *Tr. cf. navis*, *Astarte Voltzi*, *Cerithium cf. armatum*, *Leioceras* sp. lassen erkennen, dass diese Schicht, die oft auch als Liasschiefer geht, in Wirklichkeit nur den *Opalinus*-Schichten entspricht. Die petrographische Ausbildung dieses Horizontes ist dieselbe wie im Juragebirge. Über den *Opalinus*-Schichten erhebt sich als ein felsiges, 8—12 m mächtiges Band das Bajocien mit 3 Unterabtheilungen, dem schwarzen Echinodermenkalk mit *Ludwigia Murchisonae*, der versteinierungsfreien Kieselknauerschicht und der Korallenbank. Die letztere enthält nebst den von KOPY bearbeiteten Korallen zahlreiche Bivalven, einzelne Brachiopoden und Echinodermen, ferner *Belemnites giganteus*. Über dem Bajocien tritt ziemlich allgemein eine Eisenoolithbank auf, die nicht als *Humphriesianus*-, sondern als Bifurcatenoolith zu bezeichnen ist. Diese Bank enthält *Rhynchonella angulata*, *Terebratula württembergica*, *T. sphaeroidalis*, *T. submaxillata*, *Anomia gingensis*, *Parkinsonia Garantiana*, *Parkins. baculata*, *Belemnites giganteus* und ist palaeontologisch mit dem darüber liegenden, ca. 30 m mächtigen und petrographisch mannigfaltigen *Parkinsoni*-Schiefer und -Kalk eng verknüpft. Auch hier treten zahlreiche Parkinsonier auf, wie *Parkinsonia Garantiana*, *P. Parkinsoni*, *P. bifurcata*, *P. ferruginea*, *P. neuffensis*. Das bekannteste Glied der Schichtreihe ist der 2—5 m mächtige Blegi-Oolith

des Callovien, dessen reiche Fauna im Original einzusehen ist. Aus dem Blegi-Oolith wurden wohl auch Parkinsonier citirt, was aber nach Verf. wahrscheinlich auf Verwechslung beruht.

Über den Malm konnte Verf. keine Terrainuntersuchungen vornehmen, er beschränkt sich auf das palaeontologische Material der STUTZ'schen Sammlung. Zu den 4 Abtheilungen, die STUTZ im Malm unterschieden hat, und zwar: blauffleckiges Birmensdorf, dünnplattige Effinger, eigentlicher Hochgebirgskalk, Attinghauser Kalk, fügt Verf. die *Cordatus*-Schichten hinzu, die im Maderaner Thal als schieferige Kalke unter den Birmensdorfer Schichten entwickelt sind und *Pleurotomaria cypraea*, *Cardioceras cordatum*, *Hecticoceras hecticum nodosum* QU., *Perisphinctes convolutus impressae* QU., *Perisph. plicatilis*, *Peltoceras cf. arduennense*, *Aspidoceras perarmatum* enthalten. Die Birmensdorfer Schichten (Schiltkalk) sind 3—6 m mächtig und führen ziemlich häufig, aber schlecht erhaltene Versteinerungen (*Eugeniocrinus Hoferi*, *Eugeniocr. caryophyllatus*, *Cidaris filograna*, *Rhynchonella arolica*, *Oppelia cf. stenorhyncha*, *Perisphinctes Martelli* etc.). Der Hochgebirgskalk und Troskalk erreicht eine Mächtigkeit von über 300 m. Der tiefer liegende, eigentliche Hochgebirgskalk ist ein blauschwarzer, äusserst fossilarmer Kalk mit muscheligen Bruch. Im unteren Theil ist er dünnschieferig und enthält nicht selten gestreckte Belemniten. Diese dünnen, plattigen Schieferkalke bezeichnete STUTZ als Effinger Schichten. Ob mit Recht, lässt Verf. offen. Der Troskalk (= Attinghäuser Kalk STUTZ) ist ein heller, marmorartiger Kalk, der hie und da schlecht erhaltene Nerineen oder Korallen einschliesst.

Die Kreideformation tritt nur im Osten der „Contactzone“ auf und auch hier nur sehr reducirt. Um so bemerkenswerther sind die fossilreichen *Turrilites Bergeri*-Schichten des Unteren Cenoman (Vraconnien), die STUTZ am Piz Dartgas entdeckt hat. Der eigentliche Gault scheint hier zu fehlen, das Cenoman transgredirt. Die Fauna des Vraconnien besteht aus folgenden Arten: *Belemnites semicanaliculatus*, *Schloenbachia varians*, *Baculites Sc. Crucis*, *Hamites attenuatus*, *H. favrinus*, *Turrilites Bergeri*, *Stolizkaia dispar*, *Acanthoceras fissicostatum*, *Avellana subincrassata*, *Serpula socialis*, *Holaster latissimus*, *H. suborbicularis*, *H. laevis*, *Cidaris vesiculosa* und Korallen. Die beschriebenen Profile sind auf einer Tafel graphisch dargestellt.

V. Uhlig.

Bourgeat: Quelques observations nouvelles sur les lapiez, le glaciaire et la molasse dans le Jura. (Bull. Soc. géol. de France. (3.) 23. 1895. 414—420.)

Unter der Bezeichnung lapiez und lézennes versteht man im französischen Jura tiefe Furchen, welche sich auf der Oberfläche der Kalksteine, besonders in den höher gelegenen Theilen des Gebirges, vorfinden. In den meisten Fällen handelt es sich um zwei ganz bestimmte Furchensysteme; das eine verläuft parallel zur stärksten Neigung des Abhanges, das andere senkrecht oder schief zu ihr. Da die Furchen eines Systems meist unter-

einander parallel sind, so entsteht auf diese Weise ein regelmässiges Netz. Die Furchen, die der steilsten Böschung folgen, die lapiez oder Schratten, erreichen nie eine grössere Länge, da sie stets an den Querschnitten abbrechen, für die man gewöhnlich die Bezeichnung *lézinnés* gebraucht. Die *lézinnés*, welche oft sehr bedeutende Länge besitzen, verdanken ihre Entstehung einer regelmässigen Zerklüftung der Kalksteine oder Adern von weicherem Material; sie finden sich in allen, nicht zu thonreichen Kalken, ebenso unter Moränenbedeckung wie an ganz freiliegenden Stellen. Die lapiez oder Schratten kommen nur auf thonfreien, compacten, reineren oder dolomitischen Kalken vor, wo diese nicht von Schuttmassen bedeckt sind; je höher diese Kalke über dem Meeresspiegel liegen, desto stärker pflegen die Schratten entwickelt zu sein. Sehr bemerkenswerth ist es, dass die Schrattenbildung am intensivsten auf den nach Süden gerichteten Abhängen vor sich geht, auf der Nordseite der Kalkberge bilden sich meistens keine Schratten. *Ceteris paribus* ist die Schrattenbildung bei einer Neigung des Abhanges von 25—30° am stärksten, auf horizontalen Flächen giebt es keine Schratten, an senkrechten Wänden bleiben sie schmal und flach. Alle Schratten, die Verf. im französischen Jura beobachtete, sind postglacial, unter Moränenbedeckung konnten sie nicht nachgewiesen werden. Verf. kommt zu dem Schluss, dass in der Hauptsache nicht Regenwasser, sondern das Schmelzwasser von Schneeflächen die Schratten bildete; dabei kommt weniger seine chemische, auflösende Wirkung in Betracht, als eine rein mechanische, die sich vorwiegend beim Wiedergefrieren der Schmelzwasser äusserte. Dass der Process des Schmelzens und Wiedergefrierens häufiger auf der Süd- als auf der Nordseite der Abhänge vor sich geht, liegt auf der Hand.

Verf. weist dann darauf hin, dass die Höhenlage, die das Erraticum an einzelnen Stellen des Jura erreicht, auf eine sehr viel grössere Mächtigkeit der alpinen Gletscher schliessen lässt, als man bisher anzunehmen geneigt war. Am Schluss giebt Verf. ein neues Vorkommen von mariner Molasse (Helvétien) in der Mulde von Le Grandvaux bekannt.

E. Philippi.

Joh. Böhm: Ein Ausflug ins Plessurgebirge. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 47. 1897. 548—557.)

Verf. veröffentlicht einige Einzelheiten aus der geologisch sehr interessanten, aber schwierig zu deutenden Tektonik des Plessurgebirges. Es geht aus seinen Profilen hervor, dass in der Umgebung von Arosa ausgesprochene Schuppenstructur herrscht, infolge deren an einigen Punkten sogar das Mesozoicum von Gneiss überlagert wird. Die Trias besteht aus Raibler Schichten, Hauptdolomit und Rhät. Die Bündner Schiefer sind an einzelnen Stellen sicher liasisch, an anderen Punkten, an denen sie Fucoiden enthalten, ist ihr Alter zweifelhaft. Falls man in ihnen dort Flysch sehen will, ist man genöthigt, eine gewaltige Überschiebung des Mesozoicum auf Tertiär anzunehmen.

E. Philippi.

E. Haug: Etudes sur la tectonique des Alpes Suisses. (Première Partie.) (Bull. Soc. Géol. de France. (3.) 24. 1896. 535—594.)

Der fächerförmige Bau, der für die Tektonik der französischen Centralalpen bezeichnend ist, lässt sich, wenn auch öfters nicht ohne Mühe, im Aufbau der Schweizer Alpen wiedererkennen. Die axiale Zone der französischen Alpen, welche dort von einer Carbon-Antiklinale zusammengesetzt wird, wird in den Schweizer Hochalpen durch GERLACH's Zone des Gr. St. Bernhard vertreten, in der das Carbon auf die NW.-Begrenzung beschränkt ist, während die Hauptmasse der Zone von präcarbonischen, metamorphen Schiefen gebildet wird, die auf Carbon und Trias im N. überschoben sind. Während die axiale oder Gr. St. Bernhard-Zone noch im Aosta- und Bagnes-Thale Fächerbau besitzt, legen sich ihre Falten in den Thälern von Hérens und Anniviers ausnahmslos nach N. über. Im Visp-Thale verbreitert sich die Zone plötzlich etwa um das Doppelte ihres bisherigen Umfanges, so dass sie etwa vom Rhone-Thale bis nach Zermatt reicht, und gleichzeitig nehmen die Falten wieder Fächerstellung ein. Weiter im O. legen sich die Falten sämtlich nach S. über; durch die gesteigerte Faltungsintensität werden theils die Schiefer stärker metamorph, theils kommen tiefere Schichten zur Oberfläche, so dass sich hier zwei Gneissmassive, das des Monte Leone und Ofenhorn und das des Lebendun, einschieben.

Die innere oder Zone des Piemont wird gebildet von einer ganzen Anzahl von Central-Massiven, die von einander durch Mulden von Glanzschiefern, wahrscheinlich liasischen Alters, getrennt werden. Die Falten biegen sich im Allgemeinen nach S. über, doch ist die Regelmässigkeit oft dadurch gestört, dass in den krystallinen Massiven, unabhängig vom allgemeinen Fallen, Fächer- oder Gewölbebau auftritt. Im O. verschmelzen die bis dahin getrennten Massive zu der grossen Gneissmasse des Tessin, die über weite Strecken sich als flachgelagerte Tafel darstellt. An der nördlichen Begrenzung ist jedoch die Tessiner Tafel ebenso wie das Antigorio-Massiv westlich von ihr nach Norden überstürzt, ein Gegenstück zu der gegen Süden gerichteten Überschiebung des Nordflügels der Glarner Doppelfalte.

Die nördliche, äussere Zone oder Zone der Aiguilles d'Arves, die nach Nord übergelegte Falten besitzt und sich hauptsächlich aus mesozoischen Schichten zusammensetzt, ist in der Westschweiz als Zone des Val Ferret bis zur Rhone zu beobachten; zwischen der axialen Zone des Gr. St. Bernhard und dem Mont Blanc-Massiv wird sie nahezu zerdrückt.

Das Massiv der Aiguilles rouges, das dem Mont Blanc-Massiv nordwestlich vorgelagert ist, ebenso wie das Massiv der Dent du Morcles und des Muveran, das wahrscheinlich den letzten Rest eines Sedimentärmantels darstellt, den der Mont Blanc einst getragen hat, senken sich nach NO. zu beträchtlich. Die steilgestellten Falten des Morcles-Massivs verschwinden am Pas de Cheville unter den liegenden Falten der Diablerets; weder das Mont Blanc- noch das Aiguilles rouges-Massiv findet nach NO. seine tektonische Fortsetzung. Die Kalkhochalpen mit Diablerets, Wildhorn und

Mont Gond gehören vielmehr der Zone der Aiguilles d'Arves und des Val Ferret an, die sich, von dem Drucke des Mont Blanc-Massiv befreit, jenseits der Rhone gewaltig verbreitert. Das Rhone-Thal schneidet also diese Zone ebenso wie die äussersten Falten der axialen Zone schief durch, ist also, entgegen der bisherigen Annahme, auf weite Strecken kein Längsthal.

Die beiden Zwillings-Massive, das Aar- und das Gotthard-Massiv, gehören nach dieser Auffassung noch zu der mittleren, axialen Zone, denn das Aar-Massiv wird im Norden von der Fortsetzung der Val Ferret-Zone begrenzt und verflucht sich bei Pontis im Rhone-Thal aufs engste mit dem mesozoischen Aussenrande der axialen Zone. Das Aar-Massiv setzt sich zum grössten Theile aus Sericitschiefern zusammen, die in den tieferen Regionen, im Contact mit dem Protogin, in Gneiss umgewandelt sind. Da, wo der Protogin in Apophysen in höhere Regionen der sericitischen Schiefer gedrungen ist, bildete er einen feldspathreichen Contacthof. Verf. denkt sich die Bildung des Protogin etwa in folgender Weise: In einer Geosynklinale, deren Lage etwa dem heutigen Aar-Massiv entspricht, häuften sich die ersten Sedimente zu derartigen Mächtigkeiten, dass die tiefsten Schichten eine ausserordentliche Erhitzung erfuhren und zu einem granitischen Magma umgeschmolzen wurden; dieses verwandelte durch Intrusion die zunächst liegenden Schiefer in Gneisse, drang aber auch auf Apophysen in die oberen Theile der Schieferhülle, die es local metamorphosirte.

Der Protogin ist also jünger als die Sericitschiefer, aber jedenfalls noch präcarbonisch. Zur Carbonzeit wurde die ursprüngliche Geosynklinale einer heftigen Faltung unterworfen,* auf den abradirten carbonischen Falten lagerte sich discordant Perm und Trias. Aar- und Gotthard-Massiv einerseits und Mont Blanc- und Aiguilles rouges-Massiv andererseits besitzen, was die Stratigraphie der älteren Schichten anbelangt, grosse Ähnlichkeit miteinander. Der Protogin und die ihn begleitenden, contactmetamorphen Schichten sind auf sie beschränkt und fehlen vollständig in der Zone des Piemont; ebensowenig lässt sich dort die für die nördlichen Massive bezeichnende Discordanz der Trias- und Permschichten gegen die älteren Sedimente nachweisen. Während also die beiden äusseren Massivpaare im O. und W. bis zur Triaszeit die gleiche Geschichte besitzen, treten sie vom Lias an in Gegensatz zu einander. Der Lias im Aar- und Gotthard-Massiv besitzt litoralen, in den savoyischen Massiven pelagischen Charakter, im weiteren Verlauf des Mesozoicum und Alttertiär bildete das Aar-Massiv eine Geoantiklinale und wahrscheinlich in allen Fällen das Südufer jener Meere, während die mesozoischen Sedimente der savoyischen Hochalpen nicht die Nähe einer Küste annehmen lassen, also wahrscheinlich in einer Geosynklinale niedergeschlagen wurden. Aar- und Gotthard-Massiv trennten sich von einander erst im Laufe der letzten, jungtertiären Faltungsperiode. Die Nordgrenze des Aar-Massivs, die ein Eocänband bildet, fällt nicht mit der Abgrenzung der axialen Zone gegen die Aiguilles d'Arves-Val Ferret-Zone zusammen; die äusserste Antiklinale des Aar-Massivs, die ein flaches Gewölbe bildet, gehört noch zu der letztgenannten

Zone, und erst der berühmte Kalkkeil der Jungfrau begrenzt im Aar-Massiv die axiale Zone gegen N.

In seinem östlichsten Theile versinkt das Aar-Massiv rasch unter einer mächtigen Sedimentmasse und macht der Mulde von Elm Platz. Die südlichste Antiklinale des Aar-Massivs und die nördlichste des Gotthard-Massivs verschmelzen an ihrem Ostende miteinander zu der gewaltigen Verrucano-Antiklinale von Truns, die sich in ihrem weiteren Verlauf über die Depression von Elm schiebt und den Südflügel der Glarner Doppelfalte bildet.

Dieses sind etwa die „Leitlinien“ der inhalts- und gedankenreichen Arbeit, auf deren Einzelheiten Ref. naturgemäss nicht eingehen konnte.

E. Philippi.

W. Kilian: Notes sur divers points de géologie alpine. (Bull. Soc. Géol. de France. (3.) 24. 1896. 299—300.)

In der Umgebung von Briançon wurde das Westphalien mit *Sphenopteris Essingki* ANDR. und *Lepidophloios laricinus* STERNB. nachgewiesen, das in den französischen Alpen bisher nur von Taninges im Chablais bekannt war. Wahrscheinlich enthält die axiale Zone der französischen Alpen (die dritte alpine Zone LORY's) mehrere carbonische Horizonte.

Im Tertiärbecken von Digne-Champtoncier (Basses-Alpes) wurden NW.—SO. streichende Falten von sehr jugendlichem, sicher nachpontischem Alter nachgewiesen. Glacial wurde im Bassin der Bléone Esdaye zwischen Champtoncier und Thoard gefunden, wo es bereits von HAUG und D. MARTIN vermuthet worden war.

E. Philippi.

E. Haug: Observations sur la division des Alpes occidentales en zones et sur certains points de la tectonique des zones externes. Réponse à M. PIERRE LORY. (Bull. Soc. Géol. de France. (3.) 24. 1896. 34—38.)

Verf. betont die Nothwendigkeit, in Kettengebirgen Zonen der Sedimentation, tektonische und orographische Zonen von einander zu trennen; die Zonen, die CHARLES LORY in den französischen Alpen unterschieden hatte, enthalten meistens zur gleichen Zeit alle drei Gattungen. Verf. kommt dann auf die südliche Abgrenzung des Jura zu sprechen. PIERRE LORY nimmt in Übereinstimmung mit seinem Vater an, dass nur die westlichste Jurakette, die des Echaillon, sich über die Isère hinweg nach Süden in das Bergland des Vercors fortsetzt und dass die Grenze zwischen Jura und subalpinen Ketten von der Verwerfung von Voreppe gebildet wird. Verf. glaubt jedoch nachweisen zu können, dass auch die östlichen Ketten, die des Mont du Chat und die der Chambotte, sich über die Isère hinaus verfolgen lassen und dass das ganze Vercors-Massiv von jurassischen Ketten zusammengesetzt wird. Verf. glaubt sogar, dass die nord-südlich streichenden Juraketten sich ursprünglich auch in das Belledonne-Massiv fortpflanzen; erst eine spätere Faltung, die in der Richtung

der Nordgrenze des Massivs, also SSW.—NNO. wirkte, hob den krystallinen Kern des Massivs zu seiner heutigen Höhe und rief die Ungleichartigkeit der beiden Isère-Ufer zwischen Albertville und Grénoble hervor. Gleichzeitig mit dieser jüngsten Faltung entstanden in den jurassischen Ketten des Chartreuse-Berglandes SSW.—NNO. streichende Verwerfungen.

E. Philippi.

W. Kilian: Deux mots sur les chaînes subalpines du Dauphiné. (Bull. Soc. Géol. de France. (3.) 24. 1896. 174—175.)

Verf. ist der Ansicht, dass die jurassischen Falten, von denen HAUG spricht, die Isère nicht erreichen, hingegen ist der Zusammenhang zwischen den Falten nördlich und südlich von der Isère nicht unterbrochen. Die Brüche von Voreppe und der Chartreuse bilden kein selbstständiges System, sondern sind gewöhnliche Überschiebungen, die in unmittelbarem Zusammenhange mit den Falten stehen.

E. Philippi.

P. Lory: Note sur les chaînes subalpines. (Bull. Soc. Géol. de France. (3.) 24. 1896. 236—237.)

Verf. giebt zu, dass die jurassische Falte des Mont-Tournier im Vercors-Massiv entsteht, ist aber im übrigen der Ansicht, dass das Bergland Vercors-Chartreuse-Bauges tektonisch und geographisch einen hohen Grad von Selbstständigkeit besitzt und nicht ohne weiteres in die jurassischen Falten einzuordnen ist.

E. Philippi.

F. Kerner: Vorlage des dalmatinischen Blattes Kistanje-Dernis. Zone 30, Col. XIV. (Verh. geol. Reichsanst. Wien 1896. No. 15. 426—436.)

Das besprochene Kartenblatt umfasst die Gegend von Dernis NNW. von Spalato in Dalmatien. In den tieferen Aufbrüchen kommt Trias mit Werfener Schichten und Muschelkalk zu Tage. Die gesammte obere Trias, der Lias und Dogger fehlen, bis mit Tithon die Sedimente wieder einsetzen. Die Kreide gliedert sich in drei schlecht trennbare Abtheilungen, nämlich unten fossilere Bänke, darüber Requienienkalke, schliesslich Rudistenbänke. Manche Lagen sind dolomitisch, und am Mte. Promina treten in der oberen Kreide Bohnerzlagere auf. Das ältere Tertiär ist zweitheilig, aber mit seinen Nummulitenbänken, Alveolenkalken oder brakischen Sedimenten nicht immer leicht kartographisch festzulegen. In der fossilarmen oberen Gruppe stellen sich mächtige, bald fest zusammenhängende, bald zerfallende Breccien und Conglomerate ein, sowie technisch verwerthbare Braunkohlen. In der Senonzeit wurde das Gebiet Land und war dann abwechselnd Meeresboden und Archipel während des Eocän, bis es mit dem Einsetzen der Faltungen dauernd über den Meeresspiegel zu liegen kam. Diese Falten sind von Brüchen begleitet und laufen theils parallel der Küste, theils O.—W., wie die süddalmatinischen Inseln. — Schliesslich

wird die Reliefbildung besprochen. Die Rudistenkalke erhalten durch Verwitterung runde Löcher, die scharfe Zacken- und Spitzenbildung unter hochgradiger Zernagung der Felsen veranlassen. Auf den Kalkconglomeraten entwickeln sich Furchen und Gruben, die schliesslich zu gerundeten Wülsten und Kuppen führen. Die Alveolinenkalke lösen sich in ein Trümmerwerk (Scherbenfelder STACHE'S) auf. Die losen Conglomerate liefern durch Zerfall secundäre Geröllfelder. — Die Plattenkalke der unteren Kreide geben meistens eine regelmässige Treppen- oder Stufenlandschaft, bei den Rudistenkalken tritt die Schichtung hinter der verticalen Klüftung zurück, die eocänen Kalke bezeichnen Landschaften trostlosester Öde. Dies hängt z. Th. mit der Dolinenbildung zusammen; denn im Gebiete der obereocänen Kalke und festen Conglomerate zählte Verf. mehr als 20 Dolinen auf den qkm. Die zweite Stelle nimmt der Rudistenkalk ein mit trichterförmigen, dann der Alveolinenkalk mit schüsselförmigen Vertiefungen. Schliesslich sind noch einige Worte über die Hydrographie gesagt.

Deecke.

E. Böse: Zur Kenntniss der Schichtenfolge im Engadin. (Zeitschr. deutsch. geol. Gesellsch. 48. 1896. 557—631.)

Als Einleitung werden die Gliederungen der Engadiner Sedimentreihe gegeben, welche GÜMBEL, THEOBALD, TARNUZZER nach ihren Forschungen glaubten aufstellen zu dürfen. Da eine kartographische Aufnahme aber sehr viel Zeit erfordert hätte, begnügte sich auch BÖSE damit, einzelne Profile zu begehen und durch deren Vergleich die Lagerungsverhältnisse nebst der Schichtenfolge klarzulegen. Es werden drei Gruppen von solchen Querschnitten beschrieben, die erste bei Tarasp, die zweite bei Cierfs und dem Ofenpass, die dritte mit den Val Chamuera, Val Trupchum und dem Casanna-Pass. Als Anhang folgen Beobachtungen auf der Albula-Strasse, und besonders wird dann noch das Gebiet von Samaden behandelt.

Auf die Details in den Profilen kann hier natürlich nicht eingegangen werden; es sei nur Folgendes bemerkt: Die Schiefer und Kalke unter dem Buntsandstein, z. B. zwischen Pradella bei Tarasp und Piz Lischana, werden als palaeozoisch betrachtet. Der Muschelkalk ist ein im Allgemeinen guter Horizont. Die darüber liegenden Schichten, welche den Partnachschichten, dem Arlberger Dolomit und Raibler Horizont entsprechen, unterliegen manchem Gesteinswechsel und sind nicht immer scharf zu gliedern. Hauptdolomit und Kössener Schichten lassen sich meistens abtrennen; letztere, mitunter in kalkiger Facies, bilden die Unterlager für Liasschiefer (Algäu-Schiefer). Steigt man bei Ponte vom Innthal auf die Hochfläche des Piz Mezzan hinauf, so trifft man oben über dem Algäu-Schiefer beinahe horizontal lagerndes Palaeozoicum und darüber Buntsandstein, die nur einer Überschiebung diese abnorme Stellung verdanken können. Unklar geblieben ist die Schichtenfolge an der Albula-Strasse, speciell die Lagerung und das Alter der Schichten am Piz Ürsch. Bei Samaden macht

sich die auch schon von DIENER angenommene Transgression von Hauptdolomit über Buntsandstein zuerst bemerkbar und tritt dann in der Discordanz beider an dem Piz Padella noch deutlicher hervor. Die Störungen dieses Gebietes gehören fast alle zu Überschiebungen und laufen meistens O.—W., seltener N.—S.

Der stratigraphische Abschnitt schildert die Schichten des Engadins nach Auftreten und Faciesverschiedenheiten. Das Palaeozoicum besteht aus Kalkschiefern, Dolomiten, Marmoren und den sogen. Casanna-Schiefern, die aber am Casanna-Pass selbst nicht auftreten. Verf. will diesen Namen für die unter dem Buntsandstein ruhenden Schiefer beibehalten wissen, verwahrt sich aber gegen die Anwendung desselben auf höher liegende, z. B. liasische ähnliche Gebilde. Soweit man sehen kann, ist Gneiss oder Glimmerschiefer das Liegende dieses Complexes. Gegen oben geht durch Dolomite und mannigfachen Gesteinswechsel das Palaeozoicum bisweilen in den Buntsandstein über. — Mit letzterem, einer Serie von rothen oder grünen Sandsteinen, Kalken und von Mergeln, beginnt die Trias, aber ohne Fossilien. Auch der schwarze Kalk oder graue Dolomit mit Hornsteinausscheidungen des Muschelkalkes beherbergt fast nur Crinoidenstieltglieder und Diploporen. Die *Bactryllium Schmidii*-führenden Mergel und Kalke der Partnachsichten schliessen sich meistens direct dem Muschelkalk an und werden von dem sehr in Mächtigkeit und Ausbildung wechselnden Arlbergkalk überdeckt. Dieser setzt sich aus Dolomiten, Rauchwacken oder Sandsteinen zusammen, die sich gegenseitig vertreten. Dasselbe gilt von den Raibler Schichten mit einzelnen *Megalodon*-Schalen. Diese Raibler Rauchwacken, die an der Basis des Hauptdolomites einen im Ganzen guten Horizont darstellen, sind petrographisch leicht mit solchen des Buntsandsteincomplexes zu verwechseln, besonders dann, wenn ersterer transgredirend auf der untersten Trias ruht. Der fossilleere Hauptdolomit enthält keinerlei Kalkeinlagerungen, weshalb der DIENER'sche Name „Plattenkalk“ unzutreffend ist, und besitzt eine wechselnde Dicke von 3—500 m. Die Kössener Schichten sind mehrfach ihrer dunklen Farbe wegen mit dem Muschelkalk verwechselt, sie liegen aber über dem Hauptdolomite und sind durch *Terebratula gregaria* charakterisirt; auch *Cardita cf. austriaca* und *Lithodendron*-Stöcke kommen vor. Der obere Dachsteinkalk wird an manchen Stellen durch einen ziemlich mächtigen Kalkcomplex von rother Farbe, von Conglomeraten, grauen Dolomiten und Crinoidenkalken ersetzt, die stellenweise in die Kössener Schichten übergehen; sie sind als Steinsberger Kalk ausgeschieden. Ihr Hangendes bilden die grauen Belemnitenführenden Kalkmergel des Lias, auf denen vereinzelt noch die Aptychenschiefer des oberen Jura auftreten. Die Facies der Trias gleicht z. Th. derjenigen Nordtirols und der bayerischen Alpen, ebenso der Lias, weicht aber vollständig von der südtiroler und lombardischen ab. Die Lagerungsverhältnisse sind noch lange nicht klar. Es findet eine merkwürdige Umbiegung im Streichen statt und deswegen auch ein Austauschen der Richtungen von Quer- und Längsbrüchen. Das Innthal selbst entspricht Querbrüchen. Ähnliche Verhältnisse treten im Churwaldener Gebiete auf, wo sie J. BÖHM

näher studirte. Weitere Untersuchungen nach dieser Richtung werden erst Näheres lehren können.

Deecke.

E. Philippi: Geologie der Umgegend von Lecco und des Resegone-Massivs in der Lombardei. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 48. 1896. 318—367. Taf. 13.)

H. Becker: Lecco und die Grigna. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 48. 1896. 690—692.)

Als Fortsetzung seiner Arbeit über die Grigna (dies. Jahrb. 1897. II. - 109-) hat Verf. die südlich daran anstossenden Gebiete um Lecco und speciell den Monte Resegone untersucht. Trotz vieler älterer Arbeiten war die Frage nach der Lagerung des dortigen Hauptdolomites noch immer eine offene. Es hat sich nun herausgestellt, dass der Resegone ebenfalls einer Überschiebung entspricht, welche im Norden Muschelkalk und im Süden Rhätschichten mit Raibler Schichten in directe Berührung bringt. Im Osten ist der Resegone durch eine Blattverschiebung von nahezu N.—S.-licher Richtung von den einfacher gebauten Schollen des Brembo-Thales getrennt. Die Verschiebung ist aber nicht horizontal, sondern schief geneigt, und Verf. schlägt für solche Erscheinungen den Namen Diagonalverschiebung vor. Dem Resegone vorgelagert ist eine überkippte Falte, die sogen. Pizzo-Scholle, deren Gewölbekern die Raibler Schichten von Acquate bilden. Gegen Osten richten sich rasch die Schichten dieser Falte auf und nehmen nach einer halben Schraubendrehung die normale Stellung ein. In und auf die Scholle ist der dreieckige Keil des Resegone, der aus Hauptdolomit besteht, hineingeschoben worden. Echte Brüche finden sich nur im Becken von Lecco und haben dessen Gestalt und die Lage der Bäche z. Th. bedingt. Die Resegone-Scholle entspricht durchaus den beiden Überschiebungen des Grigna-Gebirges. Es ergiebt sich dann ferner, dass der Lago di Lecco, wie schon lange vermuthet, einer mächtigen Querspalte entspricht, da der Bau des Gebirges an seinen beiden Seiten ein verschiedener ist, wie eingehend nachgewiesen wird. Verf. meint, dass die Faltung in diesem Gebiete bereits zur unteren Kreidezeit begonnen hätte, da sich Liaskalktrümmer in den betreffenden Kalken fänden. In der Scaglia treten auch schon triadische Schotter auf. Die Grigna sei vielleicht bei Beginn des Tertiärs schon ihres mesozoischen Sedimentmantels entkleidet gewesen. Auf solche durch Erosion bedingte Orte des geringeren Widerstandes führt PHILIPPI dann die Entstehung der drei Überschiebungen zurück, wobei die Muschelkalk- und Raibler Schichten als Gleitflächen gedient haben. Einer schärferen Gliederung des Begriffes „Überschiebung“ wird bei dieser Gelegenheit das Wort geredet und vorgeschlagen, solche, die aus Brüchen hervorgehen, die durch Aufreissen des Mittelschenkels bedingten, und solche, durch Umlegung älterer Falten entstandenen, auch im Namen zu trennen. — Der zweite Theil der Arbeit bespricht die Schichten vom Muschelkalk bis zur Scaglia und die quartären Bildungen. Eingehender sind die Raibler Schichten von Acquate behandelt, deren Fauna von

derjenigen von Gorna und Dossena wesentlich abweicht. Aber sie liegen im gleichen Niveau wie jene, so dass die Unterschiede auf andere Bedingungen als Altersunterschiede zurückzuführen sind. Der *Conchodon-Dolomit* mag in seinen oberen Theilen unterliasisch sein, aber eine Trennung desselben in einen triadischen und einen liassischen Theil ist bei seiner Gleichförmigkeit ausgeschlossen. Denselben ganz zum Lias zu ziehen, liegt kein Grund vor. Die Radiolarien, Hornsteine und Aptychen-Schiefer werden als Aequivalente des Dogger von der *Sowerbyi-Zone* an und des ganzen Malm angesehen. Im Diluvium des Beckens von Lecco machen sich Interglacialthone und Gehängeschotter bemerkbar. Die grosse Randmoräne des Lecco-Gletschers bedeckt die niederen Gehänge und hat vielfach die Bäche zu kleinen, vorübergehenden Seen angestaut. — Die briefliche Mittheilung von BECKER enthält einige Einwendungen gegen die Ansichten PHILIPPI's, welche sich gegen die Tektonik des Seearmes von Lecco, gegen die Abgrenzung des Rhät und *Conchodon-Dolomites* und die Reihenfolge der Schichten in den Überschiebungen richten. **Deecke.**

F. Sacco: L'Appennino Settentrionale. Studio geologico sommario. III. La Toscana. (Boll. Soc. geol. Ital. 14. 1895. 186—232.)

Als Fortsetzung seiner Studien über den Appennin (dies. Jahrb. 1896. II. -456-) hat Verf. den toskanischen Theil des Gebirges nach den früheren Gesichtspunkten behandelt. Besonders kommt es ihm dabei auf die äusserst schwierige Abgrenzung von Kreide und Eocän an, bei welcher von ihm unter mehrfachem Widerspruche seiner einheimischen Collegen die argille scagliose, pietra forte und andere Schichten zur Kreide gerechnet werden. Er giebt in vorliegendem Aufsätze selbst zu, dass dann mannigfache Überschiebungen, Falten und Brüche anzunehmen seien, liefert indessen keine Beweise oder auch nur Anhaltspunkte dafür. Bei seinen Auseinandersetzungen vermisst man ferner schmerzlich eine geologische Karte, auf der seine Anschauungen im Vergleich zu den vorhandenen Karten eingetragen wären. Manche der noch fraglichen Schichten mögen wirklich cretaceisch sein. Die aus ihnen aber angeführte Fauna ist ein sonderbares Gemenge von Fossilien des Gault, Cenoman und der oberen Kreide, so dass entweder falsche Bestimmungen, oder selbst an der für typisch erklärten Localität Monte Ripaldi bei Florenz mehrere Stufen in der gleichen Ausbildung anzunehmen sind oder schliesslich auch Einschwemmung von Kreideversteinerungen in eocäne Sedimente nicht ganz ausgeschlossen erscheint. Bei einem derartigen zusammenstellenden Referate, wie dieser Aufsatz, wäre ausserdem eine schärfere Abgrenzung der eigenen Beobachtungen von fremdem übernommenen Materiale wünschenswerth gewesen. Wenig klar erscheint ferner die Auseinandersetzung über das Eocän. Die Serpentine und ihre begleitenden Sedimente sind ausnahmslos in die Kreide verwiesen, selbst der Glimmertrachyt des Monte Catini wird dahin gestellt. Das Miocän betrachtet Verf. als ein auf wechselndem Grunde und daher unter verschied-

denen Bedingungen abgelagertes einheitliches, aber faciesreiches Ganzes. Interessant sind seine Andeutungen über Reste diluvialer Flussläufe 100—200 m über der heutigen Thalsohle, aber über Andeutungen gehen seine Angaben nicht hinaus.

Deecke.

Fr. Toula: Eine geologische Reise in die transsylvanischen Alpen Rumäniens. (Vorträge d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse in Wien. 37. 1897. 37 S. 3 geol. Profile. 8 Taf. nach fotogr. Aufnahmen.)

Die Verschiedenheiten in der Darstellung des geologischen Baues der transsylvanischen Alpen Rumäniens durch STEFANESCU (Karta geologica generala a Romaniei lucrata de Membrii biuroului geologia, 24 Blätter, 1 : 175 000) und M. M. DRAGHICÉNU (Geol. Übersichtskarte des Königreichs Rumänien. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1890, 1 : 800 000) veranlassten den Verf. zu einer Reise in dieses Gebiet. Die vorliegende Schrift enthält eine Beschreibung des Verlaufes dieser Reise. Zur Erläuterung sind neben zwölf Landschaftsbildern auch Idealprofile von Skela zum Vulcan-Pass und von Closchani zur Tscherna beigegeben.

Th. Liebisch.

Fürst A. Gedrojz: Geologische Untersuchungen in den Gouv. Wilna, Grodno, Minsk, Wolynien und im nördlichen Theile Polens. (Mat. Geol. Russlands. 17. 135—325. Mit 1 geol. Karte.) [Russisch.]

Das genannte Gebiet gehört zu den am wenigsten untersuchten in ganz Russland, da die älteren Formationen fast ganz von glacialen und noch jüngeren Gebilden bedeckt sind; aus demselben Grunde kann eine genauere Aufnahme auch erst nach dem Erscheinen einer mit Höhengurven versehenen Karte ausgeführt werden. Die Begehung durch den Verf. begann im Jahre 1878 und hatte dem erhaltenen Auftrage gemäss zunächst hauptsächlich die Vorkommen der vorquartären Gesteine im Auge. Daher folgte er nicht nur den Flüssen, deren Uferwände die diluviale Decke anschneiden, sondern besuchte auch besonders die Wasserscheidenflächen und höchst gelegenen Theile der Flussthäler, wo die grösste Wahrscheinlichkeit bestand, auf ältere Bildungen zu stossen. Zwei Durchquerungen von N. nach S., nämlich von der Wenta durch Kowno, Ssuwalki, Grodno und von Wilna längs der Polessischen Bahn nach Rowno in Wolynien liessen besonders gut die allmähliche Veränderung erkennen, die sich von N. nach S. in der Beschaffenheit der Glacialgebilde vollzieht — Blocklehm, geschichtete Sande, Löss —, während die Aufschlüsse an den Ufern des Njemen und seiner Nebenflüsse, sowie längs des Narew und Bug, der Weichsel und des Pripjät die den Geschiebebildungen auflagernden Schichten und ihre Veränderung in der Richtung der abfliessenden Schmelzwasser zeigten. Besonders reich an Aufschlüssen erwies sich das Ufer des Njemen

von Grodno bis Kowno, der ganze Lauf der Wilja und wider Erwarten die Flüsse der Polessie: Beresina, Swislotscha, Ptitscha u. a. Die orographische Schilderung p. 137 ff. sucht den Zusammenhang der Boden-erhebungen mit der Vertheilung der Diluvialgebilde darzustellen: Blocklehm auf der westrussischen Seenplatte und den im NW. vorliegenden zwei isolirten Erhebungen, derjenigen von Telsche bis Rossienno im S. und derjenigen von Wenden (im SO. der Stadt gelegen, auf der STIELER'schen Karte als Aaplateau bezeichnet) im N., dagegen ist sowohl die Senke im NW. der Seenplatte als auch diejenige im SO. von geschichteten, mehr sandigen Ablagerungen erfüllt; auf dem südlichen Rande der Seenplatte liegen Hügel aus Kies mit Diagonalstructur, oft mit Geschieben bedeckt, die stellenweise förmliche Wälle bilden; ein steiler Abfall zur Niederung trennt den Blocklehm scharf von den blockfreien geschichteten Thonen, Mergeln, Kiesen und Sanden; hie und da findet aber auch ein allmählicher Übergang statt. In der Senke im NW. der Seenplatte sind die geschichteten Bildungen ganz besonders stark entwickelt; darunter tritt glacialer Blocklehm auf, der im grossen Ganzen feinerdiger ist als der Blocklehm der Höhen. Mancherorts treten in den Niederungen dammartige Erhöhungen auf aus Kies und Sand, die bald dem Blocklehm, bald den geschichteten Ablagerungen angelagert sind, bald auch freiliegen. Das Material der geschichteten Sande stammt sowohl von den nordwestlichen Höhen als von der Seenplatte, also von den Flüssen Jura, Dubissa, Njewjescha, Swenta, Schirwindt, Mussa, Duktscha, Wilja, Wjerschcha, Strawa, Njemen, Seschupa. Der Abfall der Seenplatte ist auch nach NW. ziemlich steil; die geschichteten Sande liegen dort z. Th. oben auf dem Blocklehm, sind also unter der Eisdecke selbst abgelagert.

In den drei auffallenden Einsenkungen der Seenplatte selbst, dem Njemendurchbruch, dem Wilja-Thal und dem Oberlaufe der Shejmana, liegen die meisten und grössten Seen, ca. 120—150 m über dem Meere, quer zur Längsstreckung des Landrückens, kettenförmig aneinandergereiht, zugleich mit durch Torf ausgefüllten alten Seebecken und kleineren Vertiefungen. Die Beschaffenheit der Uferaufschlüsse, der vielfach auf- und absteigende Verlauf der Verbindungslinie ihrer Tiefen zeigt, dass sie nicht durch fließendes Wasser, sondern durch unregelmässige Ablagerung der Grundmoräne entstanden sind. Andere Vertiefungen liegen in Reihen, parallel der Richtung des Landrückens, daher der hügelige Charakter der Gegend und das Vorwiegen von NO. und NW. in der Richtung der Flussläufe, wobei die letztere überwiegt.

Die Seen der Niederung haben eine andere Gestalt und andere Ufer; ihr Umriss ist mehr kreisförmig, ihre Umgebung setzt sich aus geschichteten Bildungen zusammen und weist oft bahndammartige Höhen aus ungeschichtetem Kies und geschichtetem groben Sande auf. Die höher als 150 m gelegenen Seen haben gleichfalls Kreisgestalt, aber Blocklehm-ufer, auf ihrer Seite oft Geschiebewälle. Im S. der Seenplatte finden sich mehrfach Seen, deren Vertiefungen vom Eise in den geschichteten Ablagerungen der Schmelzwasser ausgepflügt worden sind, so z. B. eine ganze

Kette von Seen an der Rospuda. Auf den Druck des Gletschereises deuten die stellenweise zu beobachtenden Gekrösemergel.

Südlich vom mittleren Njemen, der schwarzen Gantscha und dem Narewlaufe, also dem Abflussbett der Schmelzwasser, liegen N.—S. gerichtete Thäler zwischen Hügeln von kiesfreiem, sandig-mergeligen Gletscherlehm. Die oberen Glacialbildungen, ein Product der Verschwemmung des Blocklehms, sind hier weit verbreitet, besonders im nördlichen Theil; die Blöcke finden sich besonders um die Kreidevorkommen herum, die selbst nicht von Geschieben bedeckt sind, angehäuft; südlich davor deutliche Endmoränen; auch hier wurden oft Stauchungen beobachtet. Noch weiter nach S. wird das Gebiet weniger hügelig und zeigt an der Oberfläche Kies und Feldsteine; dann folgen Sandflächen auf Geschiebekies, an deren Rande nach Gomel (SO.) zu geschichtete, geschiebefreie Thone auftreten, während nach S. zu Löss folgt. Die Hauptrichtungen, in denen die Schmelzwasser nach dem Schwarzen Meere und nach W. zu abfließen, müssen noch durch genauere Aufnahmen festgestellt werden; ebenso die Bedingungen, unter denen die lössartigen Bildungen nördlich von Baranowitschi entstanden sind, die sich vom normalen Löss durch das Fehlen der Süßwassermollusken und der Concretionen unterscheiden. Die Verbreitung der oberen geschichteten Sandablagerungen in Grodno, Minsk, Wolynien war einst viel ausgedehnter und zusammenhängender; durch Denudation wurden die Thone freigelegt oder die Thon- und Kalktheilchen ausgeschwemmt und an ruhigen Stellen abgelagert. In beiden Fällen entstanden fruchtbare Thäler, während in den Wasserscheideflächen und obersten Quellgebieten der Flüsse Kies und Sand vorherrscht (Bjelowjesh—Schereschewo, Porosow—Prushany, Melnik—Wysoko Litowsk), ebenso in der Polessie (der Sumpflandschaft im Pripjätgebiet), wo die „zweiten“ Ufer aus geschichteten Sanden bestehen, die zur selben Zeit zum Absatz gelangt sind, wie der Blocklehm weiter im N. Stellenweise sind auch die liegenden Bildungen die Quelle des Sandreichthums, so im S. die Kreide, die dann von Glaukonit- und Quarzsand bedeckt ist. Wurden bei der Auswaschung der Kreidekalk und die thonigen Bestandtheile entfernt, so ist das Feld von den Feuersteinen stellenweise ganz weiss; darauf beziehen sich dann Namen, wie Bjelodolno, Bjelogorno u. s. w. Der Einfluss des Untergrundes auf die Zusammensetzung des Geschiebelehms ist oft auffallend. Auch durch stärkere Verwitterung der Geschiebe unterscheidet sich das Diluvium der südlichen Zone. In verticaler Richtung ist wohl auch, wie im N., oberer rothbrauner und unterer blauer Thon, letzterer mit vielen Devon- und Silurgeschieben, zu unterscheiden; aber die lössartigen Bildungen überwiegen, die im Pripjätgebiet reich an Humus sind.

Dagegen sind die diagonalgeschichteten Sande und Kiese, die in der Njemen- und Wilja-Gegend die Geschiebelehmmassen trennen, im S. wenig entwickelt.

Für die Frage nach der Zahl der Eisperioden weiss Verf. kein Material beizubringen; er bestreitet die Beweiskraft der aus seinem Gebiete von SIEMI-RADZKI beschriebenen Interglacialgebilde (p. 146). Von älteren Gebilden ist

Jura 1. in der Bjelowjesher Heide durch kieselige Kalksteine mit *Cidaris Blumenbachi* u. s. w., und 2. nördlich vom Njemen an der Jura, Njewjasha und Dubissa durch schwarze glimmerige Thone (Kelloway?) vertreten. Kreide findet sich in einem ausgedehnten Gebiete in Ssuwalki, dem SW. von Kowno, einem grossen Theil von Wilna (an der Sswenta bei Onytschy, an der Zessarka bei Widsinischki an das Devongebiet im N. grenzend), in ganz Grodno und den Kreisen Nowogrudsk in Minsk, Luzk, Kowel, Rowno in Wolynien. In Ssuwalki, im nördlichen Theile von Grodno, wahrscheinlich auch in Lomsa bilden die Oberfläche harte Kreidemergel; bei Melnik am Bug lagert darüber plastischer Thon, nördlich von Grodno glaukonitischer, bisweilen kieseliger Mergel, nach unten zu weisse Kreide mit Feuerstein. Im O. bildet lockere Kreide mit Feuerstein und weisser Kreidemergel das Hauptgestein. Versteinerungen fanden sich in grösserer Menge fast nur bei Melnik am Bug und bei Grodno, auffällig ist nach SO. zu das Fehlen der Belemniten, dafür treten Bruchstücke von Inoceramen häufiger auf. Die Kreidevorkommen der Höhen bilden ONO.—WSW. gerichtete Reihen; dies scheint demnach vor Ablagerung des Tertiär die Richtung der Flüsse gewesen zu sein.

Das Tertiär ist dem Samländischen ähnlich, mit Kohle und Phosphorit in einem unteren glaukonitischen Horizont, darüber weisser Quarzsand mit Schmitzen von dunklem, plastischen Thon: so bei Grodno.

Was das Verhältniss der einzelnen Formationen zu einander betrifft, so wurde die Auflagerung der Kreide auf Jura nirgends beobachtet, mehrfach dagegen Glaukonitsand auf Kreide, mit Anzeichen einer dazwischenliegenden Denudation. Wo glaciale Bildungen auf Kreide lagern, erscheinen oft die Kreidebrocken in den Glaciallehm und letzterer zwischen die Schotter der Kreide eingepresst, während die geschichteten Bildungen mit scharfer Grenze auf der Kreide ruhen, wenn auch ihre untersten Schichten oft eine mehr oder weniger starke Beimengung von Kreidematerial aufweisen. Besonders stark sind aber die Druckwirkungen, wo tertiärer, plastischer Thon die Unterlage bildet (Lomsa, Plozk). Noch weit stärkere Verbiegungen, Zerreibungen, Einknetungen zeigen allerdings Lagen von Pelit und geschichtetem Glaciallehm im Geschiebelehm.

p. 150—154 werden die nutzbaren Mineralien besprochen. Darauf folgt die genauere Beschreibung der einzelnen zurückgelegten Wege, mit der Umgebung von Wilna beginnend. 41 kleine Skizzen bringen auf p. 162—179 verschiedene Lagerungsverhältnisse des Geschiebelehms und der Sande und Mergel zur Darstellung. Auf p. 187 erhalten wir ein Profil des Basaltvorkommens von Podlushnaja bei Rowno (Wolynien), p. 222—227 werden die Bernsteinvorkommen besprochen. Auch bei Darstellung des auf den anderen Reisen Beobachteten sind einige Profile gegeben. Die beigefügte Karte enthält nur den mittleren Theil der geschilderten Fläche, von $51^{\circ}45'$ — $55^{\circ}45'$ n. Br., 2° — 8° w. L. von Pulkowa. Über dieselbe ist bemerkt, dass das in der Polessie beobachtete Devon nicht eingetragen wurde, ebensowenig das Tertiär da, wo es nur vermuthet wurde, z. B. auf grossen Flächen an der Swenta und in der Polessie. Beim Posttertiär sind nur geschichtete Bildungen und ungeschichtete unterschieden.

N. Ssibirzew: Blatt 72 der allgemeinen geologischen Karte von Russland: Wladimir, Nishny Nowgorod, Murom. (Mém. com. géol. 15. 1896. VII u. 222 p. [russ.] 223—283 [deutsch].)

Das Blatt bildet mit den schon früher fertiggestellten No. 56, 57 und 71 zusammen die zehnte Werstkarte des centralen Russlands. Besonders interessant ist die Entwicklung des oberen Carbon bis zu den Schwagerinen-Schichten durch die Analogie mit dem Ostabhang des Ural und dem Timangebiet, sowie das Verhältniss zu dem Permcarbon (CP) und den Permschichten (P). Es konnte festgestellt werden, wie die Carbon-Ablagerungen nacheinander vom CP und P abgelöst werden; es tritt dolomitisches CP auf, gleichalterig dem Artinsk und der Schicht α des Timangebietes; auch liess sich hier die Westgrenze des ostrussischen Permbeckens feststellen und charakterisiren. Von mesozoischen Gebilden treten Oberer Jura, Neocom und Gault auf. Auch die posttertiäre Bedeckung wurde genau studirt.

Die genannten palaeozoischen Schichtglieder treten auf der westlichen Hälfte des Blattes in einer von N. nach S. ziehenden, flachen Antiklinale zu Tage, deren tiefste aufgeschlossene Schicht von den Kalksteinen des Mittleren Carbon mit *Spirifer mosquensis* (C_2) gebildet wird. Regelmässig ziehen zu beiden Seiten dieses Bandes die Gshelj- und Cora-Dolomite (C_3^1) und die Schwagerinen-Schichten (C_3^2) des Oberen Carbon von N. nach S. Dagegen ist das CP auf der Westseite der Antiklinale nur in kleinen Resten vorhanden, und der permische Kalkstein (P^c), auf der Ostseite regelmässig entwickelt, fehlt auf der Westseite des Sattels ganz; die bunten Mergel (P_g), die im ganzen O. und N. die zusammenhängende Decke bilden, liegen im W. der Antiklinale direct auf dem Oberen Carbon, ihrerseits z. Th. von horizontalen, mesozoischen Schichten bedeckt. Diese sind also von der Faltung unberührt geblieben. „Die Bildung des palaeozoischen Sattels ist in jenes weite geologische Intervall zu setzen, wo das russische Perm-See immer mehr einen Binnenseecharakter annahm, sich in mehrere flache Becken schied und allmählich austrocknete, wobei die Kalkablagerungen durch mergelige, thonige und sandige ersetzt wurden.“

Verfolgt man die Falte, die nach N. unter die Decke der P_g taucht, über die Blattgrenze nach S., so findet man, dass sie einen bogenförmigen Verlauf hat und nach SO. und O. umschwenkt (Kärtchen auf p. 137), wie auch ein Blick auf die Übersichtskarte (Carte géol. générale de la Russie d'Europe. 1897) erkennen lässt, die am Alatyn die W.—O. gerichtete Fortsetzung unseres Carbongebietes zeigt und auf der wir zugleich sehen, dass dieser Carbonbogen die, von den bunten Mergeln eingenommene, weite Fläche nach W. und S. abgrenzt, so dass wir hier in der Nähe der Uferlinie des Permmeeres zu sein scheinen. Die zunehmende Verflachung des letzteren spricht sich im allmählichen Übergang der kalkigen Bildungen in thonige und sandige aus. AMALITZKI hatte die Kalksteinserie des Perm in 6 Horizonte gegliedert, die in horizontaler Richtung z. Th. durch Mergel mehr oder weniger verdrängt werden. SSIBIRZEW gliedert im Oka-Kljasma-Becken einfach in einen unteren Brachiopoden- und einen oberen Mollusken-

Horizont, während er den tiefsten jener 6 noch zum CP rechnet, den obersten mit zahllosen *Modiolopsis* von den darüber lagernden Mergeln, in welche dieselbe Fauna fortsetzt, nicht trennt.

Oberer Jura und Untere Kreide bedeckten wohl einst das ganze Gebiet, sind aber während der langen, folgenden Festlandsepoche durch Denudation in einzelne Inseln zerstückelt, die leicht zerstörbaren Gebilde der Wolga-Stufe bis auf Spuren ganz verschwunden. Die quartäre Eisbedeckung erstreckte sich über das ganze Blatt, die Grenze der Maximalausdehnung der Decke lag aber nahe (bei Nishny Nowgorod), daher sind die Moränenbildungen unregelmässig, und die Sedimente der fließenden und gestauten Schmelzwasser sehr mächtig entwickelt.

Wegen der eingehenden Fossilisten und Besprechung der Gesteinsbeschaffenheit der einzelnen Formationen verweisen wir auf den Text, der auch p. 264 eine vergleichende Tabelle der palaeozoischen Bildungen giebt.

Bruno Weigand.

N. Ssokolow: Hydrogeologische Untersuchungen im Gouvernement Charkow. (Mém. com. géol. 14. 2. 1896. Russisch u. deutsch.)

Der häufige Wassermangel, besonders im SO. des Gouvernements, gab den Anstoss zur Entstehung der vorliegenden Arbeit, zu der die Aufnahmen in den Jahren 1893 und 1894 ausgeführt worden sind. Der O. des Gebietes war dem Verf. schon aus mehrjährigen, früheren Untersuchungen bekannt. Die hydrotechnischen Arbeiten führte KARNIZKI, die Wasseranalysen Toporow aus. Die Abhandlung giebt zuerst eine geologische Übersicht (p. 1—47), dann eine orographische (p. 67). Darauf folgt die Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse in den Kreisen: Cherson (p. 68), Odessa (p. 90), Alexandria (p. 101), Jelissawetgrad (p. 111), Ananjew (p. 118), Tiraspol (p. 126). Ergebnisse (p. 135). Beilagen: Wasseranalysen von Toporow (p. 169). Geologische Bemerkungen dazu u. s. w. (p. 185). Profile von 4 Bohrlöchern (p. 205). Deutscher Auszug (p. 223—295).

Der N. des Gebietes gehört zu dem breiten Gürtel archaischer krystallinischer Gesteine, der von Wolynien nach dem Asow'schen Meere zieht, aber nirgends als selbstständiger Rücken zu Tage tritt, sondern stets von Sedimenten bedeckt ist. Die Urgesteine sind nur an den Sohlen der tiefsten Flussthäler entblösst und erreichen nur in wenigen Ausnahmen das Niveau der Hochsteppe. Denken wir uns aber die Decke fort, so haben wir eine sanft ansteigende Erhebung, die von WNW. nach OSO. zieht, und deren Kammlinie etwa von Skalewoje über Jelissawetgrad nach Alexandria verläuft, mit einer grössten Höhe von über 150 m im Gebiete des Tschernyi Taschlyk und der Sugokleja. Bemerkenswerth ist, dass diese alte Wasserscheide beträchtlich südlicher liegt als die jetzige, durch die jüngeren Bildungen bedingte. Die Gesteine des archaischen Gürtels sind Biotitgranit und Gneiss, wahrscheinlich Modificationen eines und desselben Gesteins, der Granit meist mit rothem Feldspath, stellenweise auch grauer

Granit, seltener weisser Pegmatit; der Gneiss meist feingeschichtet, grau bis röthlichgrau, oft reich an Hornblende, dem Granit im Allgemeinen untergeordnet, mit oft verwickelt gefältelten Zwischenschichten. Mehr vereinzelt erscheinen dunkelgrauer und grünlichgrauer Syenit, Syenitgneiss und Amphibolit. Im Kreise Alexandria treten daneben Quarzite, Glimmersandsteine, Thon-, Graphit-, Talk- und Chloritschiefer auf, darunter ein eisenerzhaltiger Quarzit von praktischer Wichtigkeit. Bei Konstantinowka und Nowosselowka oberhalb Nowomirgorod tritt Gabbro, gewöhnlich „Labrador“ genannt, und bei Nowyi Kriwoi Rog Diabas zu Tage.

Die durch zahllose Dislocationerscheinungen verwirrten Lagerungsverhältnisse aufzuklären, ist bei der geringen Zahl der Aufschlüsse äusserst schwierig; indessen lässt sich wenigstens als Hauptstreichungsrichtung N.—S. angeben, oder besser NNW.—SSO. für die Granite und Gneisse, NNO.—SSW. für die Quarzite und Schiefer.

Eine ungeheure Lücke in der Schichtenfolge bewirkt, dass als nächst ältestes Sediment das Tertiär auftritt. Eocän ist nur in einzelnen Fetzen übrig infolge einer nachherigen, sehr starken Erosion, ein bläulich-grauer, glimmerhaltiger Mergel, z. Th. in kalkigen Thon übergehend; er wird dem Kijew'schen blauen Thon äquivalent erachtet, gehört also der Kijew- oder *Spondylus*-Stufe an (oberes Eocän). Mehr im S. enthält ein gleichalteriger, weisser Mergel bei Kalinowka eine reiche, von FUCHS (Verhandl. mineral. Gesellsch. 5. 1870) beschriebene Fauna. Im S. und W. wurde der hellblaue, eocäne Mergel nur in Bohrlöchern bei 200—230 m unter dem Spiegel des Schwarzen Meeres angetroffen.

Darüber lagernde, sandig-thonige Sedimente mit Glaukonit, etwas weiter verbreitet als die Mergel, aber auch nur in Fetzen erhalten, am ausgedehntesten an der Beschka, gehören nach ihrer Fauna zur Charkow-Stufe (Unteroligocän) und sind durch eine Erosionsepoche vom Eocän getrennt.

Auch zum Oligocän gehörig, aber weit verbreitet sind weisse und gelbe Quarzsande mit Concretionen von eisenschüssigen und von Mühlsteinsandstein, mit Zwischenlagen von dunklem, plastischen Thon. Sie bilden im N. eine nur durch die Flussthäler unterbrochene Decke, sind dagegen weiter im S. nur auf den höheren Flächen der archaischen Erhebung erhalten geblieben und an der Nordgrenze des Gebietes der Neogenablagerungen vielfach zerstört, was auf ein Schwanken der Uferlinie des Neogenmeeres deutet.

Nutzbare Mineralien dieser Quarzsandformation sind Mühlsteinsandsteine, Braunkohlen (besonders in der Umgebung von Jelissawetgrad), Töpferthone. Verf. rechnet die Formation zum Mitteloligocän und stützt sich dabei besonders auf die Bestimmung von Fischresten aus dem manganhaltigen Quarzsande des Solenaja-Beckens als *Carcharodon turgidus* Ag. durch JAEKEL. GUROW und PJATNIZKI erklären diese Schichten für miocän, und zwar sarmatisch.

Gegen Ende der Oligocänzeit und am Anfange der Miocänperiode war das Gebiet Festland. Älter als Obermiocän sind die Ablagerungen an der

Konka und am Oberlauf der Tomakowka ausserhalb des Gebietes auf dem linken Dnjepr-Ufer, die zu der bekannten *Spaniodon*-Schicht gehören und ein Gemisch von obermediterranen und untersarmatischen Formen darbieten. Dieselben Ablagerungen sind nun gelegentlich einer Tiefbohrung bei Kopani (halbwegs zwischen Cherson und Nikolajew) bei 105 m unter dem Spiegel des Schwarzen Meeres ebenfalls angetroffen worden. Sie enthalten die Fauna, welche die *Spaniodon*-Schicht auf der Halbinsel Mangyschlak charakterisirt und verschieben die Küstenlinie des *Spaniodon*-Meeres bedeutend nach NW. Dagegen spielen an der Oberfläche die sarmatischen Schichten die wichtigste Rolle, denn sie bedecken die Kreise im S. und W. des archaischen Gebietes fast ohne Unterbrechung: Cherson, Odessa, Tiraspol und Ananjew, und nehmen nach S. und W. mehr und mehr an Mächtigkeit zu. Während aber im O. die Kalksteine vorherrschen, von Bivalven, besonders *Maetra Fabreana* erfüllt, gewinnen nach W. zu Sande grössere Bedeutung, und die Cerithien das Übergewicht, was auf die Nähe des Ufers und die Einwirkung der Karpathenflüsse zurückgeführt wird. Im O., am Bug, Ingul, Ingulez finden sich in den oberen Lagen Süsswassermuscheln, und ähnliche Süsswassersedimente bilden die Grenze gegen die mäotische Stufe, deren Berechtigung dadurch begründet wird.

Zur Zeit der mäotischen Stufe hatte das Meer den S. des Gebietes wieder überfluthet. Die Kalksteine mit *Dosinia exoleta*, aus schwach salzigem Wasser abgesetzt, sind aber auf ein Dreieck beschränkt, das durch die Linie Odessa—Nowyi Bug—Melowoje am Dnjepr begrenzt ist (auf der Karte bezeichnet). Im O. des Dosinienkalks war Festland, im W. wurden, wie zur sarmatischen Zeit, Sande und Thone, vielleicht fluviatiler Entstehung, abgelagert, so dass dort eine Trennung der sarmatischen und mäotischen Bildungen unmöglich ist; man hat sie seiner Zeit mit noch jüngeren gleichartigen Bildungen als Balta-Stufe zusammengefasst. Ein Vergleich mit der Entwicklung der mäotischen Schichten auf der Halbinsel Kertsch zeigt, dass im Gouvernement Cherson nur die untere Stufe entwickelt ist; darauf ruhen gleich pontische Schichten, oder Süsswasser- und Festlandsbildungen. Die vorhandenen mäotischen Gebilde sind eng mit den sarmatischen verbunden und lassen nur ein allmähliches Zurückgehen des Salzgehaltes erkennen.

Die pontische Stufe bedeutet also für unser Gebiet eine neue Transgression. Der pontische Kalkstein, meist gelb, roth und braun gefärbt, bedeckt die Kreise Odessa und Cherson ganz; er ist meist zerfressen, porös, verändert, oft krystallinisch oder tuffartig, vom Don bis nach Bessarabien ganz einförmig ausgebildet; nur gegen N. wird er sandiger; auch die grauen zwischengelagerten Thone sind allgemein verbreitet (Bull. Com. Geol. 10. 1891). Er wird von der Isohypse 120 m etwa begrenzt. Östlich vom Bug ist die Küstenlinie, längs deren das Pontische Meer an dem archaischen Rücken brandete, 350 km weit bis zum Dnjepr zu verfolgen. Westlich vom Bug steigen die Ablagerungen bis 145 m (Rasdjelnaja) an. Die Fauna, nach der 2 Horizonte unterschieden werden, deutet auf Zunahme des Salzgehaltes, der vielleicht dem des Kaspisees gleichkam. Eine Aus-

nahme bildete der wohl durch Flüsse gänzlich versüßte W. und NW. mit Sand, Thon und Süßwasserconchylien. Erratische Blöcke wurden durch Eisdrift verschleppt: so der Eisenquarzit von Kriwoi Roy 220 km weit nach Odessa. Vielleicht stammt der grosse Eisengehalt des pontischen Kalksteins ebendaher (?).

Beim Eintritt der Posttertiärperiode war das Gebiet Festland, das Wasserbecken war beträchtlich eingeschrumpft und hatte seinen Salzgehalt gänzlich eingebüßt. Es bildete sich auf dem Festlande die mächtige Decke von braunem Thon, Lehm, Löss, die ununterbrochen alle älteren Bildungen überdeckt. Die Eiskappe bedeckte nur den äussersten NW. des Gebietes, unter der Grundmoräne liegen sandig-thonige Ablagerungen mit Süßwassermollusken, die auf eine vorglaciale Seenperiode deuten. Der Löss, äolischer Entstehung, zeigt je nach dem Untergrunde verschiedene Beschaffenheit. Das Klima mag zu jener Zeit etwa gleich dem jetzigen von Centralasien gewesen sein.

Bruno Weigand.

a) **Muschketow:** Geologische Untersuchungen in der Kalmykensteppe. Allg. geol. Karte v. Russland. Blatt 95 u. 96. (Mém. com. géol. 14. 1. St. Petersburg 1896. 1—169 russisch. 170—200 deutsch.)

b) —, Geologische Untersuchungen in der Kirgisensteppe. Allg. geol. Karte v. Russland. Blatt 112. (Ibid. 14. 5. 1896. 1—24 russisch. 25—27 deutsch.)

a) Die Aufnahme des Gebietes, das im S. vom östlichen Manytsch, im N. und O. von der Wolga und dem Kaspischen Meere und im W. etwa von der Wasserscheide der Jergeni-Hügel begrenzt wird, erfolgte bereits in den Jahren 1884 und 1885 und hatte neben der geologischen Erforschung noch zwei Aufgaben von praktischer Bedeutung, nämlich einerseits den Nachweis von wasserführenden Horizonten, andererseits die Ermittlung der Ursache der steten Zunahme des Flugsandes und das Auffinden von Mitteln zur Bekämpfung dieser Erscheinung, die bereits grosse Flächen der Steppe völlig unbewohnbar gemacht hat und vielen Ansiedelungen den Untergang droht. Daher begleitete 1885 der Botaniker KRASNOW die Expedition, um die Flora der Steppe darauf hin zu studiren und die für die Befestigung der lockeren Sande geeignetsten Pflanzen anzugeben. Der Inhalt des Heftes gliedert sich in Topographie (p. 1—14); geologischer Charakter: 1. der Wolga-Ufer, 2. der Tiefsteppe, 3. der Hochsteppe (p. 15—105). Besprechung der vorkommenden geologischen Systeme: Tertiär (p. 106—111), Posttertiär (p. 111—131). KRASNOW, Phytogeographische Forschungen (p. 133—167, russisch). Auf p. 169—196 folgt in deutscher Sprache die Übersetzung von p. 106—131 und p. 197—199 ein kurzer Überblick des p. 133—167 Gegebenen. Endlich giebt auf p. 201 und 202 IWANOW einige Bemerkungen zu dem von ihm gegebenen Theil des Blattes 96, der südlich vom Manytsch liegt (russisch).

Das ganze Gebiet weist nur Tertiär und jüngere Bildungen auf, und

zwar bildet das Tertiär die Jergeni-Hügel (kalmykisch, bedeutet Steilhang, Erhöhung): als Decke Kalkstein mit *Maetra podolica*, also sarmatisch, darunter Sande und Sandsteine, der Poltawa-Stufe zugewiesen (oberes Oligocän); endlich als tiefstes aufgeschlossenes Schichtglied dunkle, gypsführende Thone und Thonschiefer, als Aequivalent der Charkow-Stufe angesehen (mittleres Oligocän). Die Kalksteine, im S. bis 10 m mächtig, werden nach N. und W. durch eine sandige Facies ersetzt, die dann von dem liegenden Sandstein nicht zu trennen ist, dessen Mächtigkeit infolge davon nach N. zunimmt von 0—20—30 m. Die Thone, auch mit Sandstein- und Quarzitbänken, sind bis 40 m aufgeschlossen, ihre Mächtigkeit ist unbekannt; sie sind, soweit bisher bekannt geworden, fossilieer, ebenso wie die Sande und Sandsteine. Der mithin äusserst einförmige Bau der Jergeni-Hügel erhält nun einige Mannigfaltigkeit durch das Auftreten einer flachen Antiklinale, die von N. nach S. der Längsaxe parallel verläuft und sich in der Gegend von Elista in mindestens drei Falten zu theilen scheint, die nach SO., S. und SW. ausstrahlen. Der Westflügel der Antiklinale hat eine sehr allmähliche Neigung; dem entsprechend geht die Hochsteppe unmerklich in die donische Steppe über; die Flüsse verlaufen in breiten Thälern mit geringem Gefälle. Der Ostflügel, weit stärker geneigt, bedingt den steilen Ostabhang der Jergeni, der von zahlreichen tiefen Schluchten zerschnitten ist und fast unvermittelt an die niedere Steppe des Wolga-Tieflandes stösst. Besonders bildet der Kalkstein steile Abstürze, chamur (Nase) genannt, die besten Aufschlüsse des Gebietes. Die Gestalt der Falten weist auf einen von O. aus wirkenden Druck; dem entsprechend liegen auch in der niederen Steppe Antiklinalen, die aber bei der kaspischen Transgression abradirt wurden und sich fast nur durch die wechselnde Mächtigkeit der die Bodenwellen einebnenden kaspischen Sedimente zu erkennen geben, sowie durch das gelegentliche Zutagetreten der oligocänen Thone ohne Sandsteindecke. Eine solche, grossentheils abradirte Falte zieht sich als schwache Erhebung parallel dem Ostrande der Jergeni von Kamemno-Jar an der Wolga nach S. und theilt die niedere Steppe in zwei, gleichfalls N.—S. verlaufende, flache Senken.

Alle die genannten Formationen sowohl der Hoch-, wie der niederen Steppe sind nur sehr selten entblösst, sondern tragen eine Decke von lössartigen Bildungen auf den Höhen sowohl auf der Hochsteppe als auf den Hügeln (Bugors) der niederen Steppe. Die Thäler sind von fluviatilen Bildungen erfüllt, die weiten, ganz ebenen Flächen werden von Flugsand gebildet, der vielfach Dünen (Barchans) bildet, die oft durch eine Pflanzendecke befestigt sind. In den Thälern der Jergeni lässt sich die einstige Uferlinie des Kaspischen Meeres bei seiner Transgression vielfach feststellen in einer Höhe von etwa 50 m. Die Jergeni waren also nicht vom Wasser bedeckt, das nach W. nur in der Manytschsenke einen Ausweg besass. Nach N. reichte das Kaspische Meer bis zum Wolgaknie bei Ssamara, die Ostküste bildeten die Mugodscharen und der Ust-Jurt.

Die kaspischen Ablagerungen, deren Fauna mit derjenigen des heutigen Kaspi-Sees identisch ist, liegen, wie bereits bemerkt, transgredirend auf dem

gefalteten Tertiär, durch dessen Zerstörung sie wohl entstanden sind, daher sind sie ebenfalls von sandig-thoniger Beschaffenheit. Es lässt sich eine untere, sandige Abtheilung mit wechselnder Mächtigkeit und Beschaffenheit, und eine obere, thonige, fest, einförmig, von brauner Farbe, 10—15 m mächtig, unterscheiden. Die letztere bildet bisweilen Abstürze, z. B. am rechten Ufer der Wolga, für die der Ausdruck Jar gebräuchlich ist (Kamennyi, Tschernyi, Krasnyi Jar). Die Sandflächen sind es nun, die besonders zur Bildung der Flugsande und Barchane Anlass geben, andere Flugsande entstehen aber auch aus fluviatilen Ablagerungen, wieder andere an der Küste des Kaspi-Sees. In der sandigen und in der thonigen Abtheilung der kaspischen Sedimente finden sich die gleichen Fossilien, hauptsächlich Seichtwasserformen, gelegentlich aber auch Einlagerungen von Süßwassermollusken, was auf eine Zwischenzeit des Zurückweichens zwischen zwei Transgressionen deutet; oder die Fauna ist aus beiden Elementen gemischt, woraus auf Ufernähe zu schliessen ist. Solcher Art sind die Ablagerungen in den Thälern der Jergeni, den einstigen Limanen des transgredirenden Meeres. Wie weit das letztere mit einer Zeit grösster Vereisung zusammenfiel, ist noch nicht mit Sicherheit festzustellen. Auffällig sind an mehreren Stellen bis faustgrosse Gerölle in den Sanden: Granit, Glimmerschiefer, Felsitporphyr u. s. w. Sie deuten auf Transport durch Flusseis, wobei theils an Kuma und Manytsch, theils an die Wolga und ihre jetzt verschwundenen Arme zu denken ist.

Noch bis über die Mitte unseres Jahrhunderts hinaus scheint die Steppe in weit grösserer Ausdehnung bewohnbar gewesen zu sein als jetzt. Seit der Strom der Ansiedler aus dem eigentlichen Russland nach SO. sich ergossen hat, ist an zahlreichen Stellen die alte Decke der Sandflächen und Dünen zerstört worden durch Ansiedelung, dauernde Beweidung derselben Fläche, Beackerung, Weganlage (Fahrgeleise), Vernichtung der Gewächse (zu Heizzwecken), und die entblösten Sande sind dem Spiele der Steppenstürme überlassen; schnell breiten sich die Flugsandflächen aus. In küstenfernen Gegenden erfolgt das Wandern nach S. und SO. den vorherrschenden Landwinden gemäss; dagegen wandern die Sande der Küstengegend den Seewinden folgend landeinwärts. Ein mittlerer Gürtel von Dünen zeigt durch unregelmässige Gestalt der Barchane den Kampf beider Windrichtungen (Kasatschi, Dshanai). Zur Befestigung der Sande werden besonders *Elymus arenarius* und *Euphorbia Gerardiana* empfohlen.

Einen Charakterzug der Steppe bilden auch die Salzseen und Salzmoore meist in der Nähe der Küsten; Ausnahmen, wie der Elton-See und Baskuntschak, scheinen auf Salzlagern zu ruhen. Aber auch die küsternen Seen sind Ilmene, d. h. Flusseen, die ihren Salzgehalt erst durch Auslaugung des Steppenbodens erhielten. Analysen des Bodens ergaben: grauer bindiger Lehm 0,44% NaCl, blaugrüner sandiger Lehm 0,92%, gelber sandiger Lehm 1,68%, sandiger Lehm mit ausblühendem Steinsalz 2,24%, daneben MgCl₂, MgSO₄, Na₂SO₄, CaSO₄. Die Sulfate entstammen nach MARKOWNIKOW den Wolga-Hochwassern. Für die Beurtheilung des Salzgehalts im Boden ist die Flora von grossem Nutzen;

andererseits sind die oberen Bodenschichten im Allgemeinen wegen der Auslaugung durch die atmosphärischen Niederschläge weniger salzig. Daher zeigen die aus der Tiefe stammenden Erdhaufen der Ziesel gewöhnlich eine typischere Salzflora als die Umgebung. Bei ihrer ungeheuren Zahl treten diese Thiere als nicht zu unterschätzender geologischer Factor auf (auf jedem □-Werst bewegen sie durchschnittlich 30 000 cbm Erde). Die Seen in ausgelaugtem Boden sind wenig salzig, also besonders im N., andererseits geben die Brunnen, soweit sie in den kaspischen Schichten aufsetzen, meist salziges Wasser, nur in Sandgegenden süßes, und man muss in Thonboden bis auf den Oligocänthon hinabgehen unter Abschluss des oberen Wasserhorizontes, um trinkbares Wasser zu erhalten, etwa 50 m tief. Um artesische Brunnen zu erhalten, müsste man auf die Kreide-Juraschichten hinabgehen, etwa 200 m. Der Versuch ist noch nicht gemacht. Brunnenprofile s. p. 76—81.

b) Im Jahre 1894 nahm Verf. das Blatt 114 auf, auf dem sich die Wolga-Mündung befindet, und er beschreibt im Anschluss an a) die Uferzone des Kaspi-Sees p. 1—14 und das innere Gebiet, d. h. den auf Blatt 114 dargestellten Theil der Steppe im O. der Wolga. Auch hier sind vortertiäre Gesteine nicht aufgeschlossen; es wurde aber das Gebiet Bisch-Tschocho im N. besucht, ein 100 □-Werst grosses Hügelland mit drei SW.—NO. verlaufenden Parallelreihen von Hügeln, die bis 60 m hohen Reste einer erodirten Antiklinale, die bei 40 m die Spuren der Transgressionsuferlinie tragen, und aus mesozoischen Mergelschiefern und Sandsteinen, Gyps und Kalkstein bestehen, ähnlich wie am Berge Bogdo. Das Alter der Faltung ist gleich dem der Jergeni-Kamenojarskfaltung in das Spättertiär zu setzen. Die innere Steppe ist weit mehr versandet als die Kalmykensteppe, ein grosser Theil der Bewohner, z. B. die Kundrow'schen Tataren, an den Bettelstab gebracht, der ganze Küstenstrich östlich der Wolga-Mündung, den noch vor 30 Jahren eine Poststrasse durchschnitt, ist unzugängliche Flugsandlandschaft. Dabei rückt das Ufer ziemlich rasch nach S. vor, Sandbänke verlanden, die Meeresarme und Ilmene werden zugeweht. Nur im Wolga-Delta schafft der Strom neue, brauchbare Ländereien um die das Delta überragenden Bugors, die von Ansiedelungen besetzt werden. Die Bugors sind sehr verschiedener Entstehung, die einen, als Sandbänke parallel dem Ufer gebildet, zeigen verschiedenartige Sande in Diagonal-structur, die anderen sind alte Dünen, noch andere, aus kaspischen Schichten gebildet, sind Erosionsformen. Damit fällt die v. BAER'sche Bugorhypothese. Die Sand enthaltenden Bugors können auch zum Ausgangspunkte von Barchanen werden, ebenso wie die sandigen, kaspischen Sedimente geschlossene Barchane bilden, die, mit Vegetation bedeckt, zu den Sandhafer tragenden Tschagylen werden, während die thonigen, kaspischen Schichten nur zerstreute Barchane erzeugen, die Beifussteppen oder Kotscheguren.

Bruno Weigand.

Fr. Toula: Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. (Denkschr. der Wiener Akad. d. Wiss. 63. 1896. 277—316. Mit 1 geol. Kartenskizze des östlichen Balkan, 1 : 300 000.)

Verf. hat damit seine im Jahre 1875 in Angriff genommenen, geologischen Aufnahmearbeiten im Balkan zum Abschlusse gebracht, eines Gebietes, welches bis dahin mit Ausnahme einiger weniger Routen vollkommen unbekannt gewesen ist, und hofft, dass nun, wo eine treffliche detaillirte Kartengrundlage vorliegt (1 : 126 000), die einheimischen Geologen mit allerbestem Erfolge an die ihnen obliegende, eingehendere Arbeit schreiten werden.

Im östlichen Balkan wird das Vorkommen folgender Formationsglieder nachgewiesen:

Quartär: Löss im weiten, flachen Balkanvorlande und in einzelnen Thalbecken des Gebirges; marines Quarternär wurde am Südufer des Devno-Sees im Westen von Varna angetroffen. — Viele Nachweise von verschiedenen Massengesteinen in Findlingen und Rollsteinen.

Das jüngere Tertiär: Congerien in einem ganz isolirten, winzigen Vorkommen in der Gegend von Ruschtschuk. — Belvedere-Schotter bei Lidscha und Kajali (Burgas NW.) mit einem riesigen Säuger: *Leptodon* (? *Menodus*) *rumelicus* TOULA.

Sarmatische Stufe: *Spaniodon*-Schichten, local mit Diatomeen-Schichten und Kalken mit *Pholas bulgarica* TOULA, und *Pecten-Oolithe* folgen untereinander in der Gegend von Varna. Darunter liegen die *Helix*-Schichten von Varna. Das sichere Alter gewisser Kalkmergel mit *Limnaea* im NW. von Varna, sowie der Mergel mit *Lucina Dujardini*, *Tellina*, *Pecten*, *Chenopus* im Liegenden der *Spaniodon*-Schichten am unteren Kamtschik wurde nicht erbracht.

Das ältere Tertiär: Oligocän und zwar Unteroligocän (mit reicher Fauna) im W. von Burgas, nach v. KOENEN ein Aequivalent von SOKOLOW's Fauna von Jekaterinoslaw.

Cyrenen-Mergel von Kermetlik, inmitten der balkanischen Flyschzone.

Seichtwasserfacies im Tschamdere-Gebiete mit Korallen, Nummuliten und Lithothamnien. Auch die von H. SANNER aufgefundene Fauna dürfte hierher gehören.

Die Nummuliten- und Alveolinen-Sandsteine von Gebedsche und Ailadin westlich von Varna und am Südrande des Balkans in der Gegend von Sliven.

Die Flyschformation des Balkans gehört sicherlich zum Theile gleichfalls dem Eocän an, umfasst aber auch obere Kreide.

Die Kreideformation im Ostbalkan: Oberkreide mit *Ostrea vesicularis*-artigen Fossilien, Inoceramenkreide im Vrbica-Balkan. — Cenomaner Nucleolitenkalk im Tschalikavak-Balkan. — Apt-urgone Orbitolinschichten von Kotel, Caprotinenkalk im Sliven- und Tschalikavak-Balkan. — Neocommergel mit *Belemnites dilatatus* und *Aptychus*. Auch die *Cryptoceras*-Schichten sind vertreten (Preslav-Balkan).

Im Balkanvorlande liegt die Kreide fast ungestört, ähnlich so wie die nordgalizische obere Kreide dem Flyschgebirge der Waldkarpathen, dem Balkan gegenüber.

Obersenon mit *Ananchytes ovatus*, *Ostrea vesicularis* etc.

Oberturon mit *Ostrea cf. haliotoides*, *Trigonia cf. scabra* und *Rhynchonella sulcata* bei Schumla.

Kreidemergel mit *Inoceramen*, *Janiren* etc. und *Exogyrensandsteine* bei Provadia.

Grünsandsteine mit *Janira quinquecostata* bei Pradscha, SW. von Provadia.

Ein schönes Profil und zwar die *Mucronata*-Mergel, Sandsteine mit *Janira quinquecostata* etc., plastische Thone mit *Desmoceras cf. strettostoma*, sandige Mergel mit Bryozoen bei Gebedsche (Varna W.).

Requienienkalke und Orbitolinenschichten bei Ruschtschuk.

Barrêmeschichten mit reicher Fauna in der Gegend von Rasgrad.

Mittelneocom mit *Holcodiscus Astierianus*, *Crioceras Duvali*, *Haploceras Grasianum* etc. bei Schumla.

Crioceras-Schichten auch bei Eski Dschuma und an der Grenze gegen das Gebirge bei Derbentkiöi, wo auch *Berrias*-Schichten vorzukommen scheinen (*Hoplites cf. Malbosi*) und *Aptychus Didayi*.

Die Neocommergel sind auch im Vorlande aufgerichtet unter den horizontal lagernden, jüngeren Bildungen; so die *Dilatatus*-Mergel bei Kaspitschan in der Gegend von Schumla unter glaukonitischen Sandsteinen.

Der Jura und die Trias im östlichen Balkan nur in der gefalteten Gebirgsregion in wenigen isolirten Vorkommnissen, bei denen man an „Klippen“ denken muss.

Jura bei Eski Dschuma, Kotel, im Karnabat-Balkan (Tschalikavak-Pass).

Trias bei Kotel mit schönen Heterastridien und vielen Korallen. Dolomite und Kalke bei Binkos (Sliven W.), im Tschamdere-Gebiet, bei Mandralik (über Granit), am Tschalikavak-Pass mit Jura.

Ältere Sedimentgesteine treten im Ostbalkan nicht auf.

Von Massengesteinen: Granite, Porphyre, Porphyrite, Andesite. — A. ROSIWAL bestimmte von Jambol: Biotit-Augit-Andesit, hornsteinartige Andesittuffe, Hornblende-Andesittuff und Palagonittuffe.

Von Burgas: Augit-Porphyr (Diabas), Augit-Porphyr (Melaphyr) und Augit-Andesittuff, Augit-Glimmer-Syenit, Porphyrit und Glimmer-Porphyr.

Aus dem Vrbica-Balkan (Geröllfunde): Grüner Andesit (Propylit), Augit-Porphyr und Amphibol-Andesit.

Was den tektonischen Bau des Balkans anbelangt, so hat Verf. sich nicht verleiten lassen, „Leitlinien“ u. dergl. zu construiren, zu einer vollkommen befriedigenden Construction dieser Art sind noch viel detaillirtere Festlegungen nöthig; die billigen Einzeichnungen vielfach vager Linienzüge derart, wie wir sie in letzter Zeit mehrmals in wenig erfreulicher Weise

(z. B. für Kleinasien) erhalten haben, schienen ihm nicht in seine be-scheidene Arbeit zu passen.

Er unterscheidet vier Einheiten: das nordbalkanische Vorland, das der Hauptsache nach gefaltete Balkansystem; das dem Balkan im S. vorgelagerte Mittelgebirge, für das er den alten Namen „Srednagora“ festhält, und das Ausbruchsgebirge von Jambol-Aitos-Burgas.

Er hält den Balkan für kein „einseitiges Schollengebirge“, sondern vergleicht ihn mit den Karpathen; das gefaltete Flyschgebirge des Balkans auf „secundäre Fältelung“ zurückzuführen (TH. FISCHER), erscheint ihm „ebensowenig zulässig, als wenn man dies für die Waldkarpathen annehmen wollte“. Das Flyschgebirge spielt in der „bulgarischen Platte“ und in dem nordbulgarischen Balkanvorlande keine Rolle.

Die altkrystallinischen Gebiete sind in der That „Reste des alten Festlandes“ (PETERS 1863), — im W. bilden sie ein kleines Abrasionsgebiet [Vidin SW.], — das in der Rhodope an „die Schollen- oder Rumpfgebirge erinnert“ nach Art der hercynischen und centralfranzösischen Masse.

Im centralen Balkan reicht eine der Theilschollen bis an den Kamm des Gebirges. Weiter im O. tritt das alte Grundgebirge zurück, und ist seine Existenz in der Tiefe nur hie und da angedeutet.

Eine eigenartige Senke zwischen Kalofer und Binkos liegt inmitten dieses Grundgebirges, eine zerbrochene Scholle, deren Ränder einerseits nach N. im centralen Balkan aufragen, andererseits im S. den Nordrand der Srednagora bilden. Hier geht die Hauptbruchzone hindurch („Thermenlinie der Srednagora“), die zuerst ostwestlich und dann über Sofia gegen Nisch gegen NW. verläuft. In derselben liegen bei Sliven die Oligocänablagerungen, im Becken von Sofia jüngere Tertiärbildungen. Sie verläuft im S. des Balkanhauptkammes (Analogie mit den Karpathen). Zwischen der Tafel des „nördlichen Balkanvorlandes“ und dem alten Schollengebirge liegt die zusammengepresste Sedimentär- (Flysch-) Zone. Einen Querriss zeigt die Basaltkegelreihe zwischen Jantra und Osma an. Solche Risse werden auch im Balkan angedeutet (Basalte bei Kazanlik NO. — Andesite im Ostbalkan).

Am einfachsten liegen die Verhältnisse im östlichen Balkan, wo die „Aufstauchung“, da auch das Oligocän gestört ist, nach dessen Ablagerung vor sich gegangen sein muss und vor Ablagerung der *Spaniodon*-Schichten, „also im älteren Miocän“. — Für den centralen Balkan dürften wiederholte Pressungen anzunehmen sein, die in ältere Zeit zurückreichen dürften. — Wieder anders ist es im westlichen Balkan, wo auch palaeozoische Formationsglieder auftreten (Carbon). Hier ist im SW. eine von der balkanischen völlig verschiedene Sedimentzone angepresst; auch die untere Trias spielt hier und auch im Balkan bis an den Isker eine wichtigere Rolle. Hier im W. treten Plateaus mit Karstcharakteren auf (Caprotinen- und Korallenkalke), zwischen welchen ein Aufbruch der balkanischen Lias-Doggergesteine liegt. Die Lücken in den Sedimentzonen lassen auf langwährende Perioden des Abtragens schliessen, deren wichtigste in die palaeozoische Aera fallen dürfte und im centralen und östlichen Balkan von viel

längerer Dauer war als im westlichen. Eocän und Miocän fehlen im Westbalkan gänzlich. — „Das alte Festland“ aber mag bis über die Donau weit nach N. gereicht haben; es zerbrach und versank zum grossen Theile; im Balkangebiete bestand es wohl bis zum Beginne der Trias. Die untere und mittlere Trias ist durch marine Seichtwasserbildungen von z. Th. ostalpinem, z. Th. mitteleuropäischem Charakter.

Nach einer Unterbrechung folgte eine neue Meeresbildung während der Liasformation. Der Verlauf der Unterbrechungen ist in den verschiedenen Theilen des Gebirges verschieden. Die Kreidebildungen sind verhältnissmässig am vollständigsten entwickelt mit verschiedener faciemässiger Entwicklung im Balkan einer-, im nördlichen Balkanvorlande andererseits.

Die Durchbrüche der andesitischen Gesteine beginnen während der jüngeren Kreide.

Marines Miocän von echt mediterranem Charakter kennen wir nur von Plevna (FOETTERLE'S Entdeckung). Dafür ist im O. die grosse Übereinstimmung der tertiären Schichtfolgen mit jenen im pontisch-kaspischen Gebiete auffallend genug.

Auf der geologischen „Kartenskizze des Ostbalkans“ sind 27 Auscheidungen eingetragen.

Ein chronologisches Verzeichniss der Abhandlungen des Autors über die Balkangeologie und ein Autorenverzeichniss sind beigegeben. Ein ausführliches „Ort- und Sachregister“ wird die Benützung der Arbeiten des Autors, die sich über einen Zeitraum von mehr als 20 Jahre erstrecken, gewiss erleichtern.

Franz Toula.

1. **A. Philippson:** Geologisch-geographische Reiseskizzen aus dem Orient. (Sitz.-Ber. d. Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Bonn. 1896/97. 7. Dec. 1896 u. 11. Jan. 1897.)

2. —, Die griechischen Inseln des Ägäischen Meeres. Auf Grund einer im Jahre 1896 ausgeführten Reise. (Verh. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1897. No. 4 u. 5. Mit 1 Karte.)

In der ersten der beiden sich recht schön ergänzenden Abhandlungen giebt uns Verf. ungemein anregend geschriebene Schilderungen seiner im Jahre 1896 durchgeführten Reisen. Er führt uns von Belgrad über Sofia nach Konstantinopel, durch den Bosphorus und Hellespont, durch das Ägäische Meer, auf Samothrake und in die Troas. — Der erste Theil ist eine „Eisenbahngeologie“ im besten Sinne des Wortes und verdient fast unverändert in Reisehandbücher, die wir für die Balkanhalbinsel noch zu erwarten haben, aufgenommen zu werden. Erwähnt zu werden verdient jedoch, dass sich hie und da Bezeichnungen finden, über die man verschiedener Meinung sein könnte. Von jeher und auch bei den neuesten Autoren (auch in dem vortrefflichen Werke K. JIREČEK'S über Bulgarien) wird das NW.-Ende der Rhodope als die Rila, das Rilo- oder Rila-Gebirge („Rilo Dagh“) bezeichnet, und im ganzen Lande wird nur dieser Name angewendet, dafür setzt nun PHILIPPSON die Bezeichnung „Mussalla-Massiv“, nach der höchsten Spitze,

ohne den alten eingebürgerten Namen zu erwähnen. Für die Sredna-Gora aber, gleichfalls ein guter, anerkannter und im Lande allgemein üblicher Name, wird, wieder mit Verschweigung der alten, auf allen Karten sich findenden, jedes Missverständniss ausschliessenden Bezeichnung, der TH. FISCHER'sche Terminus „Antibalkan“ angewendet, eine wie mir scheint ganz unnöthige Neuerung. Weniger auffällig ist die Schreibweise Maritsa für das allgemein übliche Maritza. Dies sei jedoch nur nebenbei erwähnt. Die gegebenen trefflichen Schilderungen und Zusammenfassungen sind ja doch die Hauptsache. Zu einer kleinen, geologisch-tektonischen Studie sind die Ausführungen über den Bosphorus, das Marmara-Meer und den Hellespont geworden. Über die geologische Geschichte des Bosphorus kommt der Autor zu einer von der durch JOANNES BOÏATZIS (Königsberg 1887. Inaugural-Dissertation: Grundlinien des Bosphorus) vertretenen Meinung abweichenden Vorstellung. „Der Bosphorus und seine Nebenthäler“ sind nach dieser als „ein auf dem Festlande gebildetes und dann unter Meer getauchtes Thalsystem“, und weder ein tektonisches Gebilde, noch das Werk von Meeresströmungen. In der That ist die Ähnlichkeit des Bosphorus mit einem Flusserosionsthale überaus gross, und finden wir den Vergleich mit einem solchen bei sehr vielen Autoren immer wieder, was gar nicht anders sein kann. Schon nach dem Wenigen, was ich zu beobachten Gelegenheit hatte, dürfte der Ausspruch, dass „irgend bedeutende Dislocationen“ nicht zu bemerken seien, kaum aufrecht zu erhalten sein. Da der Autor jedoch selbst zugiebt: es sei nicht ausgeschlossen, „dass Dislocationen dem Wasser ursprünglich den Weg vorgezeichnet und ihm die Arbeit erleichtert haben“, können wir ruhig weitere, genauere Untersuchungen der Verhältnisse abwarten, was bis jetzt vorliegt, lässt ja immer noch fast alles zu wünschen übrig. Dass Erosion mit bei der Ausbildung der Rinne thätig war, wird wohl kaum Jemand in Abrede stellen wollen. Die Tiefenunterschiede des Bosphorus schwanken übrigens, von der Gegend von Stambul ganz abgesehen, immerhin zwischen 50 und 120 m. Auch den Hellespont fasst PHILIPPSON als ein „untergetauchtes Flussthal“ auf, das nur „breiter erodirt“ sei, als der in hartes Gestein eingeschnittene Bosphorus. Das Marmara-Meer zwischen den beiden „untergetauchten Flussthälern“ dagegen sei „jedenfalls“ ein sehr junger, tiefer, tektonischer Einbruch, dessen Bildung, wie die häufigen Erdbeben beweisen, noch nicht abgeschlossen ist. — „Im Oberpliocän schnitt ein grosser Strom die Thäler des Bosphorus und des Hellespont in das sich hebende Land ein“, was in Übereinstimmung steht mit der Geschichte des Ägäischen Meeres. Betrachten wir zunächst die darauf bezüglichen Ausführungen PHILIPPSON's.

In Bezug auf die geologischen Verhältnisse des Ägäischen Meeres und seiner Inseln werde ich versuchen, die werthvollen Darlegungen des Autors in möglichst gedrängter Form zur Darstellung zu bringen. (Die Reisewege PHILIPPSON's ersieht man mit einem Blicke auf der Kartenskizze der zweiten Abhandlung, welche auch die Meerestiefenverhältnisse überaus klar zur Ansicht bringt.)

Ein gebirgiges Festland, das noch im Pliocän Kleinasien mit Griechen-

land verband, ist an Brüchen zertrümmert und in die Tiefe gesunken. Die Inseln sind die Gipfel dieses versunkenen Gebirgslandes. Drei Tiefenbecken werden unterschieden: ein nördliches, mit einer vom Golf von Volo in den Meerbusen von Saros hinziehenden, tiefen und verschieden breiten Furche oder Rinne, zwischen dem Festlande und den beiden Thrakischen Inseln Thasos und Samothrake einer-, und dem südlich davon liegenden Flachseeboden andererseits, über den sich die Inselreihe von Skiathos bis Giura, sowie Skyros, Lemnos und Imbros erheben.

Das mittelagaische Becken, zwischen Euboea, dem Kykladen-Plateau und Chios. Das sudagaische Tiefbecken, zwischen dem genannten Plateau und Kreta. Die Kykladen bestehen aus stark zusammengefalteten krystallinischen Gesteinen, krystallinischen Schiefen (Gneiss, Amphibol- und Glimmerschiefer) mit Marmoreinlagerungen. Sie sind sanfruckig, mit steilen, reich gegliederten Felskusten; die Marmore bilden steile Felswände und Karstplateaus. Die Gneissgranitgebiete zeigen rundhockerartige Formen mit Blockmeeren, an die hochalpinen und hochnordischen Scenerien erinnernd. Amorgos im SO. besteht aus alten Sedimentgesteinen (Grauwacken und Thonschiefer), die von mächtigen, vielleicht cretaceischen Kalken überlagert werden. Ähnliche Sedimentgesteine setzen auch Chios und vielleicht auch Nikaria zusammen, eine Faltengebirgszone um die krystallinische Kykladenmasse bildend. Santorin, Milos und Kimolos bestehen grösstentheils aus vulcanischen Gesteinen.

Die geologischen Verhältnisse von Euboea sind seit langem bekannt: krystallinische Schiefer im S., Schiefer und Kalke der Kreideformation im N., bilden die Fortsetzung der Gebirgsketten des gegenüberliegenden Festlandes, von dem sie durch einen schmalen Canal (den man mit Hellespont und Bosphorus ganz gut in Vergleich bringen könnte) getrennt sind. Dieselben Gesteine setzen Skyros zusammen, aber mit verändertem Streichen. Ähnlich so ist es mit der Skiathos-Skopelos-Gruppe, in welcher eine Umbeugung des Schichtstreichens aus O. und NO. gegen N. erfolgt.

Die krystallinischen Gebirge Thessaliens setzen sich nach Chalkidike, Thasos und Samothrake fort. Die Kreideketten des östlichen Mittelgriechenlands streichen im Bogen gegen O. und erstrecken sich über Nord-Euboea, Skyros und die Skopelos-Gruppe. Auf Lemnos dagegen streichen die schieferigen Sedimentgesteine auffälligerweise wieder nach O.

Die Faltenzüge des mittleren Peloponnes finden ihre Fortsetzung auf Kreta und über Rhodos in Lykien. Zwischen diesen beiden Sedimentzugen liegt die krystallinische Kykladenmasse. Die gefalteten Gebirge Kleinasiens (krystallinische, palaeozoische, Kreide- und Eocänschichten) zeigen nördliches bis nordöstliches Streichen. „Sie sind durch jene krystallinische Masse des Ägäischen Meeres von den griechischen Faltengebirgen getrennt und haben mit diesem nur im S. derselben unmittelbar zusammengehangen.“

Was nun schliesslich jenen oben erwähnten hypothetischen Strom anbelangt, der so gewaltige Rinnen wie den Bosphorus und Hellespont zu bilden im Stande war, so muss man für denselben gewiss ein ansehnliches

Stromgebiet voraussetzen, dem ohne Zweifel zum mindesten der westliche Theil des Schwarzen Meeres einzubeziehen wäre — oder ein Seebecken, aus dem er den Abfluss nahm, etwa wie der Niagara. Daraus geht hervor, dass für die Erklärung der Entstehungsgeschichte dieser Rinnen die geologische Geschichte des Schwarzen Meeres mindestens eben so wichtig ist, wie jene des Ägäischen Meeres. Der gewiss beste Kenner der geologischen Verhältnisse des Schwarzen Meeres, NIK. ANDRUSSOW, hat uns nun unlängst dargelegt (dies. Jahrb. 1897. I. -52-), dass gerade in der kritischen Zeit Kaspi und Pontus einen grossen brackischen See gebildet hätten, nachdem das Schwarze Meer als solches während der sarmatischen Zeit das Maximum seiner Ausdehnung erhalten und während der pontischen Epoche gleichfalls als Wasserbecken bestanden hatte! Anstatt eines Flussgebietes haben wir also offenbar in jener kritischen Zeit ein grosses Seebecken im N. des Bosphorus anzunehmen. Denken wir uns nun die gewaltigen tektonischen Veränderungen vor sich gehend, welche im S. davon das Marmara-Meer, und nach Zerstückung und Abbruch des ägäischen Gebirgslandes den so complicirt gebauten Archipel in dem gewaltigen Einbruchgebiete bildete, so ist es klar, dass die Annahme, die Brüche hätten sich aus dem kleinen Marmara-Einbruche mit dem ägäischen Bruchgebiet in Verbindung gesetzt, ungemein naheliegen. (Die grössten Tiefen des Marmara-Meeres liegen, wie übrigens nebenbei erwähnt sei, geradezu in der Fortsetzung der oben erwähnten, nordägäischen Tiefenfurche.) Ebenso scheint es mir nahe zu liegen, dass jene Dislocationen sich quer über den schmalen Riegel, der das ältere pontische Becken von der Propontis trennte, hinüber fortgesetzt und die Verbindung der beiden Becken hergestellt haben könnten. — Wie aber oben schon erwähnt, werden erst weitere, erfolgreiche Studien im thrakischen Antheile der Balkanhalbinsel und im nordwestlichen Kleinasien grössere Sicherheit der Schlussfolgerungen erlauben, und darum seien die vielen Anregungen, welche uns die beiden Abhandlungen PHILIPPSON's aufs Neue bieten, auf das allerfreundlichste begrüsst. **Franz Toula.**

E. T. Newton and J. J. Teall: Notes on a Collection of Rocks and fossils from Franz Josefs-Land, made by JACKSON-HARMSWORTH-Expedition during 1894—96. (Quart. Journ. Geol. Soc. 53. 1897. 477—519. Pl. 37—41.)

Die JACKSON-HARMSWORTH-Expedition hat in geologischer Hinsicht äusserst interessantes Material ergeben, und es mag dieser Umstand bewirkt haben, dass schon jetzt eine vorläufige Veröffentlichung vorgenommen wurde, obwohl die endgültigen Resultate erst in einem späteren Zeitpunkt nach Rückkehr der Expedition bekannt gemacht werden können. Verf. besprechen zuerst, was man durch PAYER, LEIGH SMITH, JACKSON und neuestens NANSEN über die Geologie dieses Gebietes weiss, und gehen dann auf den Basalt ein. Zur Untersuchung lagen reichliche, dem Anstehenden entnommene Basaltproben vom Cap Flora und von der Hooker-Insel vor, die sämmtlich, ob massig, blasig oder mandelsteinartig ausgebildet, dem-

selben Typus angehören. Ein von der Unterseite eines Eisberges herührendes, zwischen der Northbrook- und Hooker-Insel gefundenes Stück repräsentirt dagegen ein abweichendes Vorkommen. Der betreffende Basalt enthält Quarzausscheidungen, die von an Augitmikrolithen reichen Aureolen umgeben sind. Was aber die Basalte der Hooker-Insel und von Cap Flora betrifft, so ergab die nähere Untersuchung, dass sie mit den basaltischen Gesteinen übereinstimmen, die in der britisch-arktischen Area so weit verbreitet sind. Sie unterscheiden sich von den häufiger ausgebildeten, holokrystallinen, ophitischen Doleriten dieses Gebietes durch das Vorhandensein einer geringen Menge von Grundmasse. Dadurch wird die Annahme von PAYER, ETHERIDGE u. A. bestätigt, dass das Franz Josefs-Land jenem ausgedehnten Basaltplateau-Land angehört, von dem Jan Mayen, Island, Grönland, die Färörs, das westliche Schottland und das nördliche Irland Theile bilden. Ob Tuffe vorhanden sind, kann nicht bestimmt behauptet werden, dagegen ist es wahrscheinlich, dass die Basaltförderung von Pausen unterbrochen war, da ein Conglomeratgestein mit abgerundeten Geschieben „aus dem Dolerite, 50 Fuss über dem untersten Fels“ vorliegt.

Im folgenden Abschnitt werden die einzelnen Versteinerungsvorkommnisse besprochen und die Versteinerungen beschrieben. Die Mehrzahl der Versteinerungen wurde von Dr. KÖTTLITZ, dem Arzte und Geologen der Expedition, in der Nähe des Lagers Elmwood und bei Cap Flora aufgefunden. Die Schichten liegen fast horizontal, mit einer leichten Neigung nach Nordosten. Die Aufschlüsse befinden sich an den steilen Uferwänden; eisbedeckte Basaltdecken schützen die darunterliegenden Sandsteine und Schieferthone vor Zerstörung; an den Fuss der Steilwände schliessen sich so mächtige Schuttkegel an, dass die Aufschlüsse dadurch wesentlich beeinträchtigt werden. Am Cap Flora liegt die Basis der Basalte 600 Fuss über dem Meeresspiegel, bei Cap Stephen 450 Fuss, an anderen Punkten noch tiefer, und sie kann selbst den Meeresspiegel erreichen. Das vollständigste Profil liefert das 1100 Fuss hohe Vorgebirge Flora; der Basalt ist 500 Fuss mächtig, 50 Fuss unter der Basaltbasis wurde der kleine als *Ammonites Tschefkini* bestimmte Ammonit in situ aufgefunden, und aus demselben Bett oder nur wenig tiefer stammen *Amm. modiolaria* und *macrocephalus*. Ausserdem wurden diese Ammoniten der Kelloway-Stufe und einige andere Formen, wie *Belemnites Panderi* ORB., *Pecten cf. demissus*, *Gorgonia* (?), auch im Schutt rund um Cap Flora aufgefunden.

In einem höheren Niveau, in 700 Fuss Höhe, tritt, unterteuft und bedeckt von Basalt, die pflanzenführende Schicht auf, die den höchsten, auf Franz Josefs-Land bisher bekannten Versteinerungshorizont bildet. Hier hat auch F. NATHORST gesammelt, und sein Material wurde von G. NATHORST bearbeitet. Am häufigsten erscheinen Coniferennadeln (*Pinus*, *Taxites*), dann kommen verschiedene, nicht sicher bestimmbare Farne vor (*Cladophlebis*, *Thyrospteris*?, *Onychiopsis*?, *Asplenium*), und endlich *Gingko*-Blätter, die von NATHORST einer neuen Art, *G. polaris*, angehörig erkannt wurden. In dem von den Verf. untersuchten Material waren im Allgemeinen dieselben Formen erkennbar, die NATHORST beschrieben hat, nur

fand sich ausser *G. polaris* noch eine zweite, mit *G. siberica* HEER verwandte, wenn nicht idente Art, und Blätter, die vielleicht zu *Podozamites lanceolatus* gehören. Nach NATHORST gleicht diese Flora in ihrer Gesamtheit der oberjurassischen Flora von Spitzbergen und deutet auf ein kühles Klima. Diese Ansicht über das geologische Alter der Flora wird von den Verf. getheilt. Um 250 Fuss tiefer als *Amm. Tschefkini*, *macrocephalus* erscheinen bei Windy Gully *Amm. Ishmae* und *Belemnites* sp.; bei der grossen Verticaldistanz zwischen diesem Vorkommen und der Makrocephalenfauna könnte dasselbe möglicherweise dem Cornbrash entsprechen. Der tiefste Versteinerungshorizont von Cap Flora befindet sich 130 Fuss über dem Meeresspiegel, leider enthält er nur unbestimmbare Versteinerungen: *Avicula* sp. und *Belemnites* sp. Der tiefste Versteinerungshorizont, der auf Franz Josefs-Land überhaupt bekannt ist, dürfte dagegen die pflanzenführende Schicht von Cap Stephen sein. Unter der Voraussetzung nordöstlicher Neigung der Schichten müsste dieser Horizont, der auf Cap Stephen nahe dem Meeresspiegel liegt, auf Cap Flora unter dem Meeresspiegel zu suchen sein.

Am Cap Stephen sind gefunden: *Phyllothea* cf. *columnaris* PHIL., *Rhoptozamites* (?) cf. *Goeperti* SCHMALH., *Anomozamites* sp.(?), *Zamiopteris* (?) *glossopteroides* SCHMALH., *Asplenium* cf. *whitbyense* BRONGN. Diese Flora zeigt eine so bestimmte Übereinstimmung mit den von SCHMALHAUSEN von der unteren Tunguska beschriebenen und als oolithisch angesprochenen Pflanzen, dass man auch die Flora von Cap Stephen als oolithisch ansehen muss. In enger Verbindung mit den Pflanzenresten kommen am Cap Stephen bituminöse Papierschiefer vor, die mit Flamme verbrennen, und darüber liegt in 100 Fuss Höhe ein Kohlenflötz. Noch höher oben, ca. 300 Fuss über dem Meeresspiegel, wurde im Schutt ein *Baiera*- oder *Podozamites*-ähnlicher Rest, ferner ein Blatt von *Gingko* gefunden, das dem jurassischen *Gingko integruscula* von Spitzbergen, noch mehr aber dem tertiären *Gingko reniformis* HEER ähnlich ist. Die Vorkommnisse der übrigen Localitäten sind von geringerer Bedeutung, es sei nur noch des häufigen Vorkommens verkieselter Hölzer, deren Alter nicht sicher bestimmbar ist, und der Pflanzen vom Cap Richthofen gedacht, die in einer hohen Seitenmoräne gefunden wurden; sie sind zwar zu schlecht erhalten, um sicher bestimmt werden zu können, eröffnen aber die Möglichkeit des Vorkommens einer Tertiärflora.

Wenn wir von diesen unsicheren Vorkommnissen absehen, so haben wir also auf Franz Josefs-Land als sichergestellt anzunehmen: zu oberst eine als oberjurassisch angesprochene Flora mit *Gingko polaris* NATH. und vielleicht auch *Gingko siberica* HEER, darunter den Makrocephalenhorizont mit *Ammonites macrocephalus*, *Cadoceras modiolaris*, *Tschefkini* (?), *Belemnites Panderi* ORB., *Pecten* cf. *demissus*, *Gorgonia* (?), noch tiefer einen Horizont mit *Amm. Ishmae* (Cornbrash?), und endlich die vermuthlich dem Unteroolith entsprechende Flora von Cap Stephen, die der Flora von der unteren Tunguska so ähnlich ist. Auf Franz Josefs-Land haben sich litorale Seichtwasserbildungen, vielleicht selbst Süsswasserbildungen mit

Kohlen abgesetzt, und zur Zeit des Oberjura erfolgte ein Einbruch des Meeres und brachte *Amm. macrocephalus*, jene so weithin bekannte Leitform der Kelloway-Stufe, in den äussersten Norden. Durch die Vorkommnisse des Franz Josefs-Landes wird nicht nur der litorale Charakter des schottischen Jura erklärt, sondern auch die zuerst von NEUMAYR entsprechend gewürdigte Oberjura-Transgression in ihrer Bedeutung neuerdings beleuchtet.

NANSEN betrachtet die Basalte des Franz Josefs-Landes zum Theil als jurassisch aus denselben Gründen, die auch für ein jurassisches Alter der schottischen Basalte vorgebracht wurden. Diese Ansicht ist aber nicht sichergestellt. Zwischen den verschiedenen Basaltgebieten des Nordens treten bestimmte Beziehungen hervor, so dass die Ansicht von E. SUSS über den ehemaligen Zusammenhang dieser durch enorme Wasserflächen getrennten Gebiete verständlich erscheint. Jedenfalls bilden die Inseln des Franz Josefs-Landes Bruchstücke einer ehemals zusammenhängenden grösseren Tafel.

Aus der, an die Verlesung dieser Arbeit sich anschliessenden Discussion, in der allgemein das hohe Interesse der auch hier erwiesenen Oberjura-Transgression betont wurde, heben wir eine den *Belemnites Panderi* betreffende Bemerkung von J. GREGORY hervor, der die Möglichkeit der Vertretung auch höherer Horizonte ausspricht, da *Bel. Panderi* eine Art der Kimmeridge-Stufe bilde. Sämmtliche Reste sind abgebildet; Beschreibung und Abbildung der Ammoniten lassen vermuthen, dass eigentlich mehr Arten vorhanden sind als Verf. annehmen. Der Charakter der Ammoniten ist russisch-boreal.

V. Uhlig.

First annual report of the geological commission 1896.
Cape of Good Hope. Capetown 1897. 52 S.

Nach einigen einleitenden Bemerkungen über die Zusammensetzung und die nächsten Ziele der geologischen Commission für das Capland veröffentlicht ihr erster Jahresbericht folgende Mittheilungen: 1. Bericht über die Kohle von Laingsburg. In der Umgebung von Laingsburg sind dünne, unregelmässige Schmitze einer oft stark verunreinigten Kohle im Carroo-Sandstein gefunden worden. Solange die fragliche Gegend nicht einer eingehenden Untersuchung unterzogen wird, bleibt es dahingestellt, ob diesen Funden irgend eine praktische Bedeutung zukommt. 2. Übersicht über die Untersuchungen in den südwestlichen Districten. Die ältesten Schichten in den südwestlichen Landestheilen sind die sogen. Malmesbury-Thonschiefer; in ihnen treten Granite und Quarzporphyre auf. Die Granite sind durchsetzt von Gängen von „Dolerit“, die sich aber nicht in die Schiefer fortzusetzen scheinen. Auf der erodirten Oberfläche dieser älteren, gefalteten Gesteine liegt der „Tafelberg-Sandstein“. Mit dem Laterit vergleichbar ist ein eisenhaltiges Conglomerat, das sich bei der Zersetzung des anstehenden Gesteins bildet. 3. Geologische Übersicht über den Beaufort West-District. Die Sedimentgesteine dieses Districtes, Sandsteine und

Schiefer, gehören der Carroo-Formation an; man kann eine untere Zone mit zahlreichen Einschlüssen von *Pareiosaurus* und eine obere mit *Dicynodon* unterscheiden. Die Sandsteine zeigen oft sehr deutliche Wellenfurchen. Dislocationen fehlen dem Gebiet fast ganz. Ein Plagioklas-Augitgestein, das an den Rändern nicht selten glasig ist, tritt in zahlreichen Gängen und Intrusivlagern in den Sedimenten der Carroo-Formation auf. Sehr merkwürdig ist ein Kohlenvorkommen in Leeuw River's Poort; hier tritt nämlich die Kohle theilweise als Ausfüllung einer senkrechten Spalte auf, die im ganzen eine Tiefe von 250 Fuss besitzt. Die Kohle ist tiefschwarz und erdig, sie enthält ausserordentlich wenig Aschenbestandtheile, hingegen 80% Kohlenstoff und über 19% flüchtige Bestandtheile und Wasser. Das spec. Gew. = 1,17 ist aussergewöhnlich niedrig. Grössere technische Bedeutung scheint das interessante Vorkommen aber nicht zu haben.

4. Übersicht über die Arbeiten im Tulbagh- und Worcester-District. In den untersuchten Districten sind sechs Formationsglieder zu beobachten. Zu unterst liegen die bereits erwähnten, krystallinen bis halbkrySTALLINEN Malmsbury-Schiefer; discordant auf diesen lagert der Tafelberg-Sandstein. Dieser wird concordant überlagert von Grauwacken und Arkosen, die unter der Bezeichnung „Bokkefeld-Beds“ zusammengefasst werden. Die obere Abtheilung dieser Gruppe enthält spärliche Pflanzenreste, die untere eine reiche Unterdevonfauna. Das nächst höhere Formationsglied bilden die Glimmerschiefer und Quarzite der Zwarteberg-Gruppe, welche bis auf *Spirophyton caudagalli* ähnliche „Algen“ fossilfrei sind. Darüber folgen die Thonschiefer und Sandsteine der Dwyka-Gruppe mit der bekannten Geschiebebank an ihrer Basis. Den Schluss bilden die Ekka-Schichten mit *Calamites* und *Gangamopteris*. Die beiden nächsten Berichte beschäftigen sich mit der Frage der Wasserversorgung durch artesische Brunnen. Den letzten Artikel bildet eine Beschreibung der Cango-Höhle.

E. Philippi.

O. C. Marsh: The Geology of Block Island. (The Amer. Journ. of Science. (4.) 2. 1896. 295—298 u. 375—377.)

Die kleine Insel Block Island liegt der Ostküste von Amerika, zwischen Martha's Vineyard und Long Island, vor und hat nachweislich mit letzterer noch in sehr junger Zeit in Verbindung gestanden.

Unter einer Decke von Glacial stehen auf Block Island buntgefärbte, sandige, fossilfreie Thone an, die von einigen Autoren noch für glacial gehalten, von anderen zum Tertiär oder zur Kreide gestellt werden. Nach der Anschauung des Verf's sind diese Thone jedoch höchstwahrscheinlich jurassisch und gleichaltrig mit der Potomac-Formation Marylands und den Raritan-Thonen von New Jersey. Auf Long Island wie auf Martha's Vineyard scheinen die gleichen Thone, wie auf Block Island an einzelnen Punkten, anzustehen. Damit wäre der bisher vergeblich gesuchte Jura an der Ostküste von Nordamerika nachgewiesen. [Die Potomac-Formation und ihre Aequivalente repräsentiren das Weald in Nordamerika, sind also nach der Ansicht der

meisten europäischen Autoren bereits cretaceisch. In einem späteren Artikel betont Verf. die Gleichaltrigkeit der *Atlantosaurus*-beds im Westen und der Potomac-Formation im Osten und stellt beide auf Grund ihrer Wirbelthierfauna noch in den Jura. Ref.] E. Philippi.

J. Valentin: Rápido estudio sobre las sierras de los Partidos de Olavarria y del Azul (Provincia de Buenos Aires). (Revista del Museo de la Plata. 5. 1894. 1—27. 17 Fig.)

Die Hügelketten von Olavarria und Azul in der Provinz Buenos Aires wurden vom Verf. hauptsächlich in Hinsicht auf die technische Verwendbarkeit ihrer Gesteine untersucht. Das Liegende bilden überall Granite und Gneisse, auf ihnen liegen, in der Reihenfolge von unten nach oben, geschichtete Dolomite, Quarzite und dunkle Kalke. Das Alter dieser Sedimente konnte nicht genauer festgestellt werden. E. Philippi.

Archäische Formation.

A. P. Coleman: Clastic Huronian Rocks of Western Ontario. (Bull. Geol. Soc. of America. 9. 1898. 223—238.)

Die folgenden Mittheilungen stützen sich auf Beobachtungen in dem 320 km langen Gebietsstreifen vom Lake of the Woods im W. bis zum Lake Des Mille Lacs im O.; er erreicht im N. vom Rainy Lake ca. 200 km Breite. Die obere Abtheilung des Archaeicum, das Huron, enthält hier dreierlei klastische Gesteine: pyroklastische, autoklastische und eigentliche Sedimente. Es werden, obwohl solche aus der ersten Gruppe sehr verbreitet sind, wesentlich nur die der dritten besprochen, da sie über die Geschichte jener Periode den besten Aufschluss geben. Sie bilden das ganze Couchiching und einen wesentlichen Theil des Keewatin. Im letzteren bestehen sie aus Kalksteinen, Schiefen, Sandsteinen, Grauwacken, Breccien und groben Conglomeraten. Die Kalksteine sind durchaus nicht krystallin, sondern enthalten kieselige und stark kohlige Lagen, so dass man erwartet, Petrefacten in ihnen zu finden. Auch die weit verbreiteten Schiefer sind z. Th. stark kohlig (bis 7—44 % C), andere dagegen phyllitisch. Von den ebenfalls grosse Gebiete bedeckenden Conglomeraten ist namentlich das Vorkommen vom Shoal Lake von Interesse. Hier liegen Gerölle bis zu 2' Durchmesser in chloritischer Bindemasse, und die kleineren sind vielfach flach gepresst. Die meisten Gerölle stammen von Keewatin-Gesteinen, wenige aus dem Couchiching und keine aus dem Laurentium; auffallend sind namentlich schön sphärolithische Quarzporphyre, deren Anstehendes bis jetzt nicht bekannt ist. Dieses Conglomerat scheint eine Mächtigkeit von 1500—3000 m zu haben; ganz ähnliche erscheinen 80 km nordwärts am Maniton Lake und sonst, auch in ihnen fehlen laurentische Gesteine.

Die wenigst veränderten Couchiching-Gesteine bestehen aus weichen Sandsteinen mit Magnetit und zahlreichen prismatischen Kryställchen, vermuthlich von Tremolith; ihre Masse ist aber gering gegenüber Biotit-Schiefern und -Gneissen mit klastischem Quarz; grobklastische Massen fehlen, auch an der Basis zum Laurentium. Eine Discordanz zum Keewatin ist bisher nicht beobachtet. Beide zusammen, das Huron, stellen eine mächtige Folge von Seichtwasser-Ablagerungen vor, welche in den oberen Niveaus mit Eruptivmassen gemischt und vielleicht auch von solchen injicirt sind. An der Grenze zu den laurentischen Gneissen sind sie stellenweise mit diesen innig verquickt, indem grosse Fragmente von ihnen im Gneiss erscheinen und Gänge von Granit vom Gneiss in sie hineinlaufen. Das Keewatin ist dabei im Contact meist Hornblende- (statt Chlorit-) haltig geworden, während das Couchiching seltener Contactmetamorphose erfahren hat. Umgekehrt wird der Gneiss am Contact mit dem Huron vielfach dunkler, als hätte er Material desselben resorbirt.

Der laurentische Gneiss erscheint im Allgemeinen in Inseln mit einem Durchmesser bis über 80 km, welche rings von steil fallenden und stark gefalteten, huronischen Schiefern umgeben sind. Beide werden häufig von feinkörnigen, an ihren Grenzen nicht geschiefertten Graniten durchdrungen, die ebenso wie das Laurentium ihre Nähe häufig durch Apophysen und zwar von felsitischem Gesteine verrathen, anscheinend aber schwierig vom Laurentium selbst zu trennen sind.

Das in den Mulden um den Gneiss und Granit auftretende Huron ist offenbar nur ein Erosionsrest alter Gebirgszüge, aus welchen domförmige, mit den grössten, heutigen Gebirgsmassiven vergleichbare Batholithe und kleinere Vulcankerne herausgearbeitet sind.

Die Entstehung des ganzen Complexes denkt sich Verf. so, dass nach Ablagerung der zusammen etwa 13—18 km mächtigen Sedimente und Eruptivmassen ein langsames Aufsteigen der Isothermen stattfand; dadurch wurde das Unterste zum Schmelzen gebracht, stieg in domförmigen Massen empor und erstarrte als Granit, während andere Theile nur eine zähe, halbflüssige Beschaffenheit annahmen, in welchem sie ihre Gemengtheile ungefähr parallel dem festen Gesteinskern ordneten und zu Gneiss wurden. Die granitischen Massen bildeten dabei wahrscheinlich eine wasserige, nicht sehr heisse Schmelze, so dass Einschlüsse auch basischer, huronischer Gesteine nur wenig angeschmolzen wurden, während ihre Temperatur doch hoch genug, ihr spezifisches Gewicht, namentlich den meist basischen Keewatin-Massen gegenüber, demnach doch niedrig genug war, um die ganze, nur zähflüssige Schmelze nach hydrostatischen Gesetzen langsam und ohne merkliche Zertrümmerung der überlagernden Sedimente durch diese hindurch aufwärts zu drängen. — Wie viel von den 2 Mill. □ miles des canadischen Archaeum einen ähnlichen Eruptivcontact zwischen Huron und Laurentium aufweist, werden erst weitere, eingehende Untersuchungen feststellen können.

O. Mügge.

Palaeozoische Formation.

Wieland: Eopaleozoic hot springs and the origin of the Pennsylvania siliceous oolite. (Amer. Journ. Soc. (4.) 4. 1897. 262.)

Die fraglichen Oolithe bestehen aus einer chalcedonartigen Substanz und bilden concretionäre Massen im altsilurischen Calciferous Sandstone. Verf. deutet sie als Absätze kieselsäurereicher heisser Quellen oder Geysire.

Kayser.

J. Gosselet: Note sur la terminaison méridionale du massif Cambrien de Stavelot et sur le grès de Samré. (Ann. Soc. géol. du Nord. 24. 1896. 10.)

A. DUMONT lässt auf der geologischen Karte von Belgien das oben genannte (oder Hohe Venn-) Massiv nach S. zu mit 3 grossen Verlängerungen endigen, die er ganz seinem System Salmien zurechnet, während die beiden, zwischen jenen Verlängerungen liegenden Buchten von Gédinne-Schichten gebildet werden.

Verf. weist nun nach, dass die Salm-Schichten nicht so weit nach S. reichen, als DUMONT es angiebt, da die von diesem dem Salmien zugerechneten rothen Schiefer von Odeigne in Wirklichkeit dem Gédinnien angehören.

Das Letztere setzt sich in der fraglichen Gegend von unten nach oben folgendermaassen zusammen: 1. Arkose; 2. weisser Sandstein; 3. blasse-rotte und 4. grünliche Schiefer. Der weisse, feinkörnige, bis 100 m mächtig werdende Sandstein erhält den Namen grès de Samré. **Kayser.**

G. Dewalque: Sur la faune des calchistes de Tournay (tournaisien d). (Ann. soc. géol. de Belgique. 23. 1895—96. 19.)

Verf. hebt hervor, dass die Schaffung von Unterabtheilungen im belgischen Kohlenkalk so weit getrieben ist, dass die Kenntniss von der Vertheilung der Faunen absolut unzulänglich ist. Nachdem neuerdings durch M. LOHEST nachgewiesen ist, dass die von Tournay stammenden Fossilien, die gewöhnlich zusammengefasst werden, drei verschiedenen Horizonten angehören, discutirt DEWALQUE die Fauna der Kalkschiefer von Tournay (Td der geolog. Karte), in denen er bei Yvoir grössere Aufsammlungen hat vornehmen lassen, und vergleicht sie mit der nahezu gleichalterigen von Maredsous. Er findet, dass zwischen beiden tiefgreifende Unterschiede vorhanden sind, so dass es nicht möglich ist, zu sagen, welche die ältere ist. Von 78 Arten gehen 51 in höhere Schichten, meist bis in den Visé-Kalk hinauf. Die Fauna von Yvoir stammt aus Kalkschiefern, die zu hydraulischem Mörtel verarbeitet werden, während die Kalkschichten von Maredsous nur ein schwach hydraulisches Product geben. Auch sonst sind petrographische Verschiedenheiten vorhanden. Ein Vergleich der

beiden Localitäten ergibt, dass der Name „Calchistes de Tournay“ für die Zone Td ungeeignet ist und ersetzt werden muss, wenn die Kenntniss dieser Ablagerungen weiter vorgeschritten sein wird. **Holzapfel.**

E. J. Garwood and J. E. Marr: Zonal Divisions of the Carboniferous System. (Geol. Mag. 1895. 550.)

Die Verf. fordern dazu auf, der Vertheilung der Fossilien in den carbonischen Schichten, insbesondere im Kohlenkalk, eine grössere Aufmerksamkeit zuzuwenden, als in England bisher geschehen sei. Es sei zweifellos, dass sich eine Zonengliederung ergeben werde. So gelang es ihnen bereits, in der Penninischen Kette folgende Schichten zu unterscheiden:

Schichten mit <i>Productus cf. edelburgensis</i>	} Yoredale Series.
" " " <i>latissimus</i>	
" " " <i>giganteus</i>	} Mountain Limestone Series.
" " <i>Chonetes papilionacea</i>	
" " <i>Spirifer octoplicatus</i>	

Auch an anderen Stellen nimmt *Productus latissimus* ein höheres Niveau ein als *Pr. giganteus*. **Holzapfel.**

Wheulton Hind: On Zonal Divisions of the Carboniferous System. (Geol. Mag. 1896. 255.)

Verf. bespricht die von GARWOOD und MARR (vergl. das vorige Ref.) angeregte Zonengliederung im Carbon Englands. Er beklagt, dass die Bezeichnung der Arten — etwa mit Ausnahme der Brachiopoden — eine durchaus verschiedene und ungenaue sei. Dann müsse bei Vornahme einer Gliederung die Facies im Auge behalten werden, die gerade während der Carbonzeit sehr wechsele, wie ein Vergleich von England mit Schottland deutlich zeige. Bei einem solchen Facieswechsel wandere eine Fauna aus, um etwa später, nachdem dieselben Lebensbedingungen wieder hergestellt seien, zurückzukehren. Man finde daher oft die gleiche, oder doch eine sehr ähnliche Fauna in weit auseinanderliegenden Schichten. Eine Zonengliederung müsse auch für weitere Gebiete Gültigkeit haben. Was insbesondere die von den genannten beiden Autoren angegebene Reihenfolge einzelner wichtiger Formen angeht, so entspricht sie nicht dieser Forderung. So liegt *Productus latissimus* nicht immer über *Pr. giganteus*. Letzterer kommt in Northumberland in Schichten vor, die der Yoredale Series von Yorkshire gleichgestellt werden etc. Auch *Chonetes papilionacea* nimmt nicht immer das Niveau ein, das GARWOOD und MARR ihm zuteilen, und liegt z. B. in Nord-Staffordshire in Schichten, die wahrscheinlich hoch über denen mit *Productus giganteus* und *latissimus* liegen. **Holzapfel.**

F. Rinne: Notiz über einen Aufschluss von Culm-Kiesel-schiefer und Zechstein am südlichen Harzrande. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 48. 1896. 499.)

Verf. beschreibt einen Aufschluss bei Osterode, in welchem Kiesel-schiefer eine ausgezeichnete Faltung zeigen. In einem zweiten lagern die Schichten des Zechstein horizontal auf stark gefalteten Culmschiefern.

Holzapfel.

Triasformation.

A. Bittner: Geologisches aus dem Pielachthale nebst Bemerkungen über die Gliederung der alpinen Trias. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1896. 385—418.)

Das Pielachthal in den nordöstlichen Kalkalpen gewährt in einer Reihe von parallelen Einschnitten gute geologische Profile durch die gegen SO. einfallenden, eng aneinander gedrängten und aufeinander geschobenen Längsschollen. Die tiefsten Ablagerungen stellt die Muschelkalkgruppe, die gegen oben als Reiflinger Kalk entwickelt ist und die Partnach-schichten einschliesst, dar. Dagegen sind sehr mächtig die Lunzer Schichten, die, was selten ist, in den Synklinalen ordentliche Sandsteinberge bilden. Über ihnen liegt ein kalkiger Horizont mit den Opponitzer Kalken an der Basis und dem Hauptdolomit im Hangenden, local finden sich auch noch die Kössener Schichten. In dem längsten Querprofil erscheint der Muschelkalk an drei Stellen und ist an den beiden randlichen Vorkommen über jüngere Sedimente theils Neocom, theils Hauptdolomit überschoben. Auch im mittleren Aufbruche geht die überkippte Faltung schliesslich in eine streichende Verwerfung über. Den Rest des Aufsatzes nimmt die bekannte Polemik gegen v. Mojsisovics ein.

Deecke.

A. Bittner: Über die Auffindung der Fauna des Reichenhaller Kalkes im Gutensteiner Kalke bei Gutenstein. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1897. 201—202.)

Bei Gutenstein hat Verf. bei erneuter Begehung des Gebietes in den unteren Lagen über den Werfener Schichten mit *Myophoria costata* und *Naticella costata* die ärmliche, indifferente Fauna der sogen. Reichenhaller Schichten bei Innsbruck mit *Natica stanensis*, *Modiola*- und *Gervillia*-artigen Bivalven und *Myophoria* aff. *costata* nachgewiesen. Damit ist dieser Horizont vom Liechtenstein'schen bis Wien in den österreichischen Nordkalkalpen als ein gleichbleibender Horizont festgelegt.

Deecke.

G. v. Bukowski: Zur Stratigraphie der süddalmatischen Trias. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1896. 379—385.)

Durch Fossilfunde haben sich die Dzurmani-Schichten (dies. Jahrb. 1898. I. -499-) als in das Wengener und Cassianer Niveau gehörig herausgestellt. Sie zeigen bei ihrer wechselnden Zusammensetzung auch horizontal sehr verschiedenartige Ausbildung. Ferner sind durch Entdeckung von *Joannites cymbiformis*, *Monophyllites Simonyi*, *Proarcestes ausseanus* u. A. m. in den rothen plattigen, z. Th. hornsteinführenden Kalken Süddalmatiens karnische Hallstätter Kalke nachgewiesen, auch scheint Aussicht, noch normale Raibler Schichten aufzufinden. **Deecke.**

Juraformation.

Ph. Glangeand: Sur le Portlandien des Charentes. (Bull. Soc. géol. de France. (3.) 25. 1897. 861.)

Das Portlandien der Charentes erstreckt sich als ein 120 km langes und ungefähr 200 m mächtiges Band von Angoulême bis zur Insel Oléron. Es besteht aus den verschiedenartigsten Ablagerungen, deren Übergänge, verbunden mit schlechtem Erhaltungszustand der Versteinerungen, die Gliederung sehr erschweren. Verf. konnte unteres, mittleres und oberes Portlandien unterscheiden. Die Basis des unteren Portlandien besteht bei Angoulême aus oolithischen, nerineenreichen Kalken, die einen sandigen Horizont mit *Hemicidaris purbeckensis*, *Terebratula subsella*, *Ex. bruntrutana* einschliessen. Gegen Saint-Cybardeaux ersetzt dieser Sandstein z. Th. den oolithischen Kalkstein, und bei Montigné besteht die Basis des Portlandien fast ausschliesslich aus Sandstein von ca. 25 m Mächtigkeit. Über dieser Bildung treten suboolithische und mergelige Kalke auf, die unten *Ammonites gigas* und *gravesianus*, oben *Cyprina Brongniarti* und *Cardium dissimile* enthalten. Das mittlere Portlandien besteht hauptsächlich aus brackischen, thonigen Bildungen von mehr als 100 m Mächtigkeit mit *Corbula mosensis*, *C. inflexa*, *Cyrena rugosa*, dann *Sphoenia Saemanni*, *Cardium Dufrenoyeum*, *Corbicella barrensis*. Während das mittlere Portlandien gegen Sigogne, St.-Jean d'Angely und das Meer hin mit Kalken mit *Corbula inflexa* abschliesst, wurden in dieser Periode von Aumagne bis Courbillac Thone, dunkle Kalke, Salz und Gyps abgesetzt. Im oberen Portlandien (Purbeckien) verwandelte sich das ganze Gebiet in eine Folge von austrocknenden Lagunen, in denen hauptsächlich gypsführende Thone abgelagert wurden, aber zu Ende der Purbeck-Periode kehrte das Meer wieder zurück, was zu den bisherigen Vorstellungen im Gegensatz steht. Die gypsführenden Thone wurden von oolithischen oder sublithographischen Mergelkalken mit *Plectomya rugosa*, *Gervillia arenaria*, *Mytilus subreniformis* überdeckt.

Die Fauna besteht aus mehr als 90 Arten, von denen 30—40 mit dem Portlandien der Yonne, der Haute-Marne und des Jura, 25 mit dem des Boulonnais und bloss 12 mit dem englischen Portlandien identisch sind. Das Portlandien der Charentes schliesst sich innig an das Portlandien des

Pariser Beckens an. Die Verbindung des Aquitanischen mit dem Pariser Becken hat wahrscheinlich bis in das mittlere Portlandien bestanden.

V. Uhlig.

Mauric Remeš: Über den rothen Kalkstein von Nesselsdorf. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1897. 221—229.)

Verf. ist mit einer Bearbeitung der Fauna der rothen Nesselsdorfer Kalke beschäftigt und veröffentlicht in der vorliegenden Notiz die vorläufigen Ergebnisse seiner Arbeit. Nach Besprechung aller Äusserungen, die über die so merkwürdige Bildung der rothen Nesselsdorfer Kalke und ihr Verhältniss zu den Stramberger Kalken vorliegen, theilt Verf. seine eigenen Beobachtungen mit und fasst seine Anschauung zum Schluss dahin zusammen, dass der Nesselsdorfer Kalk aus einem weisslichgrauen Kalkstein besteht, in dem sich roth, gelb, braun und grünlich gefärbte Stellen befinden. Durch Verwitterung entstehen hieraus theils weisslich, theils braun gefärbte Mergel, von denen die letzteren natürlich besonders auffallen. Ob diese Zone an den Stramberger Kalk angelagert ist, lässt sich direct nicht beweisen, doch hält es Verf. für wahrscheinlich, dass sie mit dem Stramberger Kalk ein einheitliches Ganzes bildet, wie das schon HOHENEGGER von allem Anfang an erkannt hat. Die Versteinerungen des rothen Nesselsdorfer Kalkes bilden eine Mischung von Jura- und Kreidearten, und Verf. spricht daher auch auf Grund des palaeontologischen Befundes den Satz aus: die rothen Kalke von Nesselsdorf gehören zu derselben Formation wie der Stramberger Kalk. Crinoiden und Echinoiden wiegen vor; unter den Crinoiden erwähnt Verf. nebst den bekannten, von JAEKEL beschriebenen Arten eine neue Form von *Antedon*, ferner *Sclerocrinus compressus*, *Tetracrinus*, *Pentacrinus*. Sehr selten sind die im Stramberger Korallenkalk z. Th. häufigen, weil von Korallen abhängigen, Kruster. Cephalopoden und Bivalven, die man früher als nicht vertreten angesehen hat, kommen in mehreren Arten vor. Belemniten sind häufig, und zwar wird nebst tithonischen Arten auch eine neocome, *Belemnites bipartitus*, namhaft gemacht. Endlich erwähnt Verf. noch einige Haifiszähne, einige Gastropoden, einige Brachiopoden, zahlreiche Spongien und Bryozoen und eine mit der Rogózniker sehr nahe verwandte *Caryophyllia*. Bryozoen und Brachiopoden werden noch unter die „Mollusca“ eingestellt, was doch wohl nicht mehr zeitgemäss ist. Verf. spricht die rothen Nesselsdorfer Kalke als Echinodermenfacies der Stramberger Schichten an. V. Uhlig.

Egbert v. Hochstetter: Die Klippe von St. Veit bei Wien. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 47. 1897. 95—156. Mit 1 lith. Taf. und 3 Zinkotypien.)

Von den Gesteinen der Klippe von St. Veit bei Wien kennt man seit langer Zeit Aptychenkalk und Doggerschichten mit Humphriesianiern; allmählich kamen auch andere Horizonte zu unserer Kenntniss, und schliess-

lich wurde das Gebiet von St. Veit von L. GRIESBACH im Jahre 1869 monographisch behandelt. Seither hat das in den Sammlungen aufgestapelte Material eine so grosse Vermehrung erfahren, dass eine Neubearbeitung wünschenswerth erschien. Diese ist in der vorliegenden Arbeit ausgeführt, die nebst historischen Bemerkungen einen palaeontologisch-stratigraphischen und einen tektonischen Theil umfasst.

Als tiefstes Niveau treten an der Klippe von St. Veit Kössener Schichten in schwäbischer Facies auf. STUR machte (1871) 19 Arten namhaft. Die Grestener Schichten erscheinen als grauer Crinoidenkalk, dem das von TOULA entdeckte Vorkommen von *Gryphaea arcuata* angehören dürfte, ferner als grauer Quarzsandstein. Ein Exemplar von *Schlotheimia Charmassei* aus der Sammlung der geologischen Reichsanstalt dürfte ebenfalls aus diesem Horizont stammen. Im Lias unterscheidet man ausserdem noch harte, dunkelgraue, dünnplattige Kalke mit *Arietites Conybeari*, *Pleurotomaria anglica*, *expansa*, *princeps*, *Lima punctata*, *gigantea* etc. als Repräsentanten der Arietenkalke, und wahrscheinlich auch Fleckenmergel. Ein petrographisch fast einheitlicher Verband von graublauem Kalkstein, dessen 8 cm bis 4 dm mächtige Bänke stellenweise eine sandige, mergelisch-schieferige Beschaffenheit annehmen können, setzt die Hauptmasse der St. Veiter Klippe zusammen. Verf. unterscheidet darin drei Horizonte, die auch schon GRIESBACH kannte, nämlich das untere Bajocien (Zone des *Harpoceras Sowerbyi* und Zone des *Stephanoceras Sauzei*), das mittlere Bajocien (Zone des *H. Romani*) und das obere Bajocien (Zone des *Cosmoceras subfurcatum* und Zone des *C. Parkinsoni*). Die verschiedenen Horizonte des Aalenien sind bei St. Veit nicht nachweisbar. Ob im unteren Bajocien die tiefere Zone des *Ammonites Sowerbyi* entwickelt ist, erscheint fraglich, sicher ist dagegen die Vertretung der oberen Zone des *A. Sauzei*. GRIESBACH kannte aus dieser Zone *A. mesacanthus* WAAG. und *Cardium cognatum* und verwies das so häufige *Stephanoceras vindobonense* in diese Zone, während Verf. diese Art der nächst höheren Zone der Humphriesianer zuschreibt. Verf. beschreibt aus dem unteren Bajocien ausser den bereits genannten noch folgende Arten: *Belemnites gingensis* OPP., *B. cf. breviformis* VOLTZ, *Lytoceras cf. rasile* VAC., *Harpoceras (Hyperlioceras) discites* BUCKM., *H. tessonianum* ORB. (*Dorsetensia liostraca* BUCKM.), *H. (Sonninia) deltafalcata* QU., *H. (Ludwigia) romanoides* DUV., *Coeloceras cf. anguinum* REIN.

Sind Harpoceren bezeichnend für das untere, so herrschen Stephanoceren im mittleren Bajocien. GRIESBACH unterschied hier einen tieferen Horizont mit Humphriesianern und einen höheren mit *Ammonites baculatus* und *Hamites baculatus*, das Baculatenlager, Verf. dagegen stellt das letztere zur nächst höheren Zone des *Cosmoceras subfurcatum* in das obere Bajocien. Verf. beschreibt folgende Arten aus dem mittleren Bajocien: *Belemnites giganteus*, *B. canaliculatus*, *B. Eduardi* n. sp., *Nautilus obesus* SOW., *N. clausus* ORB., *Phylloceras heterophylloides* OPP., *Zignoanum* (ORB.) NEUM., *Lytoceras cf. Eudesi* ORB., *Oppelia subradiata* SOW., *Stephanoceras vindobonense* GRIESB., *Bayleanum* OPP., *tenuicostatum* n. sp., *Humphriesi* SOW.,

subcoronatum OPP., *Blagdeni* SOW., *Braikenridgi* SOW., *Sphaeroceras Brongniarti* SOW., *evolvescens* WAAG.

Das obere Bajocien besteht überwiegend aus mergelig-schieferigen Schichten und lässt folgende Arten erkennen: *Belemnites canaliculatus*, *Phylloceras viator* ORB., *Cosmoceras baculatum* QU., *Amaltheus Truellei*, *Oppelia subradiata* SOW., *Hamites baculatus* QU., *Cosmoceras subfurcatum*. Es ist also die Vertretung der Zone des *C. subfurcatum* ZIET. anzunehmen, *C. Parkinsoni*, von GRIESBACH an einem nahegelegenen Punkte aufgefunden, ist speciell an der grossen Klippe von St. Veit noch nicht aufgefunden worden.

Die Bathstufe erscheint in St. Veit in Form der alpinen Klaus-schichten als harter, dichter, grauer und röthlicher Kalkstein mit Hornsteinlinsen. In diesen Schichten kommen *Posidonia alpina*, *Lytoceras tripartitum* und *Phylloceras mediterraneum* sehr häufig vor, ausserdem: *Ph. Kudernatschi* HAU., *Ph. haloricum* HAU., *mediterraneum* NEUM., sp. aff. *tortisulcatum*, *Stephanoceras linguiferum* ORB., *Morphoceras polymorphum*, *M. dimorphum* ORB., *Perisphinctes cf. aurigerus*.

Als nächst jüngere Bildung sind wenig mächtige, röthliche Crinoidenkalke anzusehen, die GRIESBACH als Klausschichten oder Vilserschichten angesprochen hat. Verf. betrachtet sie als zum Malm gehörig, der aus den bekannten rothen Aptychenkalken, Schiefern und Hornsteinen besteht. Weisse Neocomaptychenkalke und Mergel mit *Aptychus Didayi* bilden das jüngste Glied der Klippe.

Aus den tektonischen Bemerkungen sei hervorgehoben, dass an der St. Veiter Klippe zwei verschiedene, zu einander normale Streichungsrichtungen erkennbar sind; der ganze Schichtenverband von den Kössener Schichten bis einschliesslich zum Bathonien zeigt nordöstliches Streichen und nordwestliches Fallen, dagegen streichen Malm und Neocom nach Nordwesten und fallen nach Süden. Die Grenzlinie beider Schichtverbände scheint einer Bruchlinie zu entsprechen, und es ist sehr interessant, dass an dieser Linie ein bisher unbekannter Brockentuff mit Bruchstücken von Plagioklasbasalt, der zahlreiche Fragmente von Aptychenkalk umschliesst, auftritt. Was die Flyschgesteine der Umgebung der Klippe betrifft, so konnte Verf. küstennahe Sedimente, wie sie die karpatischen Klippen umhüllen, rothe Thone und Strandconglomerate nicht nachweisen und er möchte daher die St. Veiter Klippe als tektonische Klippe auffassen¹. Der Arbeit ist eine palaeontologische Tafel und eine stratigraphische Übersichtstabelle beigegeben. Die einzelnen Arten sind im stratigraphischen Theile beschrieben.

V. Uhlig.

¹ Da sich die Beobachtungen des Verf.'s auf eine einzige Klippe der St. Veiter Klippengruppe beschränken, dürfte sein Beobachtungsmaterial als Grundlage zur Lösung der Frage nach der Entstehung dieser Klippen kaum ausreichen. Ref.

S. Nikitin: Notiz über die Wolga-Ablagerungen. (Schrift. d. kais. Mineral. Ges. St. Petersburg. 34. 1897. 171—184.)

Verf. hat bekanntlich im Jahre 1881 vorgeschlagen, alle Ablagerungen, die in Russland zwischen zweifellosen Jura- und zweifellosen Neocombildungen liegen, als Wolga-Ablagerungen auszuscheiden, weil sie eine eigenartige Fauna enthalten und sich nicht in den Rahmen der westeuropäischen Gliederung fügen. Später wurde als Liegendes genauer das untere Kimmeridgien mit *Oppelia tenuilobata*, als Hangendes das mittlere Neocom mit *Holcostephanus versicolor* festgelegt, und in der von NIKITIN so umschriebenen „Wolga-Stufe“ wurde ein tieferes und ein höheres Glied unterschieden. Die weiteren Untersuchungen wurden hauptsächlich von A. PAWLOW geführt, dessen Bestreben dahin ging, faunistische Beziehungen zwischen den russischen und den westeuropäischen, namentlich den englischen, nordfranzösischen und norddeutschen Bildungen aufzufinden und auf Grund derselben eine gemeinsame Gliederung aufzustellen. Als Resultat seiner Bemühungen veröffentlichte A. PAWLOW im Jahre 1892 das erste derartige Gliederungsschema, das er seither wesentlich modificirt hat. PAWLOW betrachtet die Wolga-Stufen nicht als eine z. Th. noch in die Kreide reichende Grenzbildung, sondern er nimmt sie ihrem ganzen Umfang nach für den Jura in Anspruch, zieht die Formationsgrenze durch den allerdings sehr wenig mächtigen „Rjasan'schen Horizont“ und ersetzt die Bezeichnung Wolga-Stufe durch mehrere neue Namen.

NIKITIN dagegen hält in dem vorliegenden polemischen Artikel daran fest, dass seine ehemalige Auffassung der Wolga-Stufen auch heute noch zutrifft. Er beruft sich auf die Einheitlichkeit der Bivalvenfauna der ganzen Wolga-Stufe, auf den Rjasan'schen Horizont (BOGOSLOWSKY), die Funde von STSCHIROWSKY, der *Oxynoticeras Gevili* und *Marcoui* (Neocomarten) mit Formen zusammenfand, die von *Oxynotic. subditus* und *Oxynotic. subclypeiforme* (Arten der Wolga-Stufen) kaum zu unterscheiden sind. NIKITIN verweist ferner auf die mannigfaltigen Änderungen der PAWLOW'schen Auffassung, in denen sich das Unfertige und Unhaltbare seiner Gliederung deutlich offenbare. „An diesen Tabellen,“ sagt NIKITIN, „wird es so recht deutlich, wie hinfällig und unklar die Principien PAWLOW's bei seiner detaillirten Classification sind, und wie viel mehr die russischen Geologen im Recht sind, die nicht müde werden, den Satz aufzustellen, dass wir von einer solchen Parallelisation der Wolga-Ablagerungen mit westeuropäischen noch weit entfernt sind, und sich nicht scheuen, einzugestehen, dass die Hypothesen in dieser Hinsicht sich so lange bald mehr dem Jura, bald mehr der Kreide zuneigen werden, als wir noch nicht im Besitze einer umfassenden Beschreibung der Fauna aller einzelnen Wolga-Horizonte und ihrer Analoga in England sind.“

Es kann nicht Aufgabe eines Referates in diesem Jahrbuche sein, den Gegensatz in der Auffassung des russischen Jura seitens der beiden berufensten Kenner dieser merkwürdigen Bildung in das Einzelne näher zu verfolgen. Die Warnungsrufe NIKITIN's verdienen Beachtung, sollen uns aber nicht abhalten, anzuerkennen, dass auch A. PAWLOW durch die

Auffindung faunistischer Beziehungen zwischen den Ablagerungen Russlands und denen Norddeutschlands und Englands der endgültigen Klärung der Stratigraphie dieser Bildungen Vorschub geleistet hat. Der Gegensatz zwischen der Auffassung PAWLOW's und derjenigen NIKITIN's kommt in dem anlässlich des 7. Internationalen Geologencongresses herausgegebenen „Guide“ deutlich zum Ausdruck. Der Jura an der Wolga ist hier in der Abhandlung XX: „Voyage géologique par la Volga de Kazan à Tsaritsyn“ von PAWLOW, in der Abhandlung II: „De Moscou à Oufa“ von NIKITIN dargestellt. Der Vergleich der Deutung der Profile, wie z. B. des berühmten Profils von Kashpur, ermöglicht dem Leser eine genaue Orientirung über die Abweichungen, die betreffs der stratigraphischen Auffassung zwischen den genannten Forschern bestehen.

V. Uhlig.

Kreideformation.

Franz Baron Nopcsa: Vorläufiger Bericht über das Auftreten von oberer Kreide im Hätzeger Thale in Siebenbürgen. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1897. 273, 274.)

Unter theils tertiärer, theils diluvialer Bedeckung treten in dem Gebiet, das ungefähr durch die Punkte: Puj im O., Boldogfalva im N. und Demsus im W. bis hinüber gegen Hätzeg selbst begrenzt wird, Glieder der oberen Kreide hervor, die sich in:

1. eine untere, marine Schichtgruppe,
2. ein oberes, aus Süßwasserbildungen bestehendes Niveau zerlegen lassen.

Über Sandsteinen mit schlecht erhaltenen Rudisten folgen Mergellagen mit *Orbitulina lenticularis* D'ORB. und *Acanthoceras Newboldi* KOSSMAT, sodann fossilere Kalke. Der Horizont 1 gehört sonach dem oberen Cenoman an. In überdeckenden, mürben Mergellagen fanden sich bei Puj u. A. *Trigonia scabra* LAM.

Bei Demsus repräsentiren Sandsteine und Conglomeratbänke mit thonigen Zwischenlagen, worin unbestimmbare Gastropoden, Dinosaurierreste (*Mochlodon*, *Crataeomus* [?]) und Fragmente einer Schildkröte aus der Familie der Emydiden sich finden, das erwähnte Süßwasserniveau. Die Art des Vorkommens wie die Vergesellschaftung dieser Formen erinnert auffallend an die Süßwasserbildungen der Gosau in der Neuen Welt, welche die seiner Zeit von BUNZEL und SEELEY beschriebenen Reptilien geliefert haben.

Joh. Böhm.

J. Simionescu: Über eine Unter-Cenomanfauna aus den Karpathen Rumäniens. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1897. 269—273.)

Bei Podul Dimbovitza treten feste Sandsteine mit Versteinerungen zu Tage, auf welche schon TOULA hingewiesen hat. Die Sandsteine, grau gefärbt und glimmerreich, wechsellagern mit leicht verwitternden Sand-

steinen, in denen sich dünne Lagen sandiger Mergel finden. Bei Rucur liegen dieselben Gesteine über Conglomeraten und groben Sandsteinen, die ihrerseits auf das kristalline Grundgebirge übergreifen.

Die Fossilien sind als Steinkerne erhalten, zeigen aber deutliche Ornamentation. Es wurden u. A. gefunden: *Puzosia planulata* Sow., *P. cf. Austeni* SHARPE, *Stoliczkaia dispar* D'ORB., *Hamites armatus* Sow., *Baculites Gaudini* PICTET, *Scaphites Meriani* PICTET, *Schlönbachia inflata* Sow., *Gaudryceras Sacya* FORBES. Demnach gehören die erwähnten Sandsteine dem untersten Cenoman, die Conglomerate nach einigen vorläufigen Fossilfunden dem Gault an. „Es scheint daher, dass in diesen Gegenden der Karpathen die Transgression der mittleren Kreide bereits mit dem oberen Gault beginnt und dass diese Schichtengruppe hier in ähnlicher Weise mit dem untersten Cenoman verknüpft ist, wie in Frankreich, der Schweiz, Süd-England etc.“

Joh. Böhm.

W. B. Clark and A. Bibbins: The stratigraphy of the Potomac group in Maryland. (Journ. of Geology. 5. 1897. 479—506.)

Die erneute Controverse über das Alter der Potomac-Stufe veranlasste Verf., die Folge der Potomac-Ablagerungen, sowie eingehend die Horizonte, aus denen die Fossilien stammen, zu studiren. Es scheint nämlich, dass die stratigraphische Lage der Schichten, aus denen die pflanzlichen resp. thierischen Reste stammen, öfters nicht genau bekannt gewesen ist. So nehmen die Palaeobotaniker auf Grund der Entdeckung von Dicotyledonen ein cretaceisches, MARSH hingegen auf das Vorkommen von Wirbelthierresten, besonders Dinosaurier, hin ein jurassisches Alter für genannte Stufe in Anspruch. Den Verf. scheint die Schwierigkeit darin zu liegen, dass diese Stufe bisher als eine einheitliche behandelt und nicht die Möglichkeit ins Auge gefasst wurde, dass sie mehr als eine Formation repräsentiren könne. Nur WARD (dies. Jahrb. 1897. II. -331-) hat bereits mehrere Horizonte unterschieden.

Eingehend werden die Aufschlüsse, die petrographische Ausbildung der von den Verf. ausgeschiedenen Horizonte und ihre Fossilführung beschrieben.

Die Patuxent-Formation besteht aus Sanden, denen zersetzter Feldspath beigemischt ist. Thonkugeln finden sich eingestreut. Nur Coniferenholz wird darin gefunden, nicht sichergestellt ist das Vorkommen eines Cycadeenstammes. Dicotyledonen und Thierreste fehlen bisher.

Die Arundel-Formation besteht aus Linsen eines zähen, mausgrauen Thones (blue charcoal clays), die alte Depressionen in der Oberfläche der Patuxent-Formation ausfüllen. Baumstämme und -Äste liegen darin horizontal, stark zusammengedrückt und häufig von Schwefeleisen und Eisen-carbonat durchzogen; manchmal finden sie sich noch aufrechtstehend mit intacten Wurzeln. Spatheisennieren (white ore, hone ore oder steel ore) von mehreren Tonnen Gewicht finden sich eingebettet; dort, wo sie durch atmosphärische Einflüsse umgewandelt sind, werden sie als „brown“ oder

„red ore“ bezeichnet. Im Muirkirk-Areal sind Cycadeenreste und Dinosaurier gefunden, auf welch' letztere MARSH seine Altersansicht stützte. Ausserdem kamen Farne, Coniferen und Monocotyledonen, jedoch keine Dicotyledonen vor.

Die Patapsco-Formation, die discordant dem vorhergehenden Horizont aufliegt, besteht aus bunten Thonen, die in hellere Thone und Sande übergehen. Sie bergen Farne, Cycadeen, Coniferen, Mono- und Dicotyledonen. Wenige schlecht erhaltene Mollusken, aber keine Dinosaurier wurden beobachtet.

Die ihrerseits ebenfalls auf die Patapsco-Formation discordant gelagerte Raritan-Formation besteht aus Sanden und Thonen, von denen die ersteren in dem oberen Theile dieses Horizontes vorwiegen. Bernstein wurde an einigen Punkten in den Thonen gefunden. Pflanzenreste (Dicotyledonen von jüngerem Gepräge als in der Patapsco-Formation) wiegen vor; mehrere Brackwassermollusken wurden gefunden.

Die Ausbildung dieser Horizonte hängt mit der Geschichte des nordamerikanischen Continentes zusammen, die Verf. näher bespricht, und welche zu der Ansicht führt, dass ausgedehnte Süß- und Brackwasser-Areale längs dem Ostrande des nordamerikanischen Festlandes während der Potomac-Zeit vorhanden waren.

Demnach ergibt sich somit aus dem erneuten Studium, dass alle Schichten, welche die Dicotyledonen geliefert haben, über denjenigen liegen, welche die Wirbelthiere einschlossen, und dass ferner eine Discordanz zwischen diesen beiden Serien vorhanden ist. Ein Vergleich dieser Gliederung mit derjenigen WARD's führt zu folgender Tabelle:

	CLARK and BIBBINS	WARD
Untere Kreide	Raritan-Formation	Albiru <u>pean</u> series
	Patapsco-Formation	Iron ore series
Oberer Jura?	Arundel-Formation	Aquia Creek series
	Patuxent-Formation	Mt. Vernon series
		Rappahannock series
		James River series
		?
		Joh. Böhm.

A. Toucas: Note sur le Turonien et le Sénonien de Camps. (Bull. soc. géol. France. (3.) 24. 1896. 172, 173.)

An der Bastide bei Camps hat Verf. in derselben Schicht, worin er 1879 *Actinocamax Toucasi* und *Hippurites bioculatus* gefunden, nun auch *Act. quadratus* gesammelt, dessen Vorkommen bei Saint Louis (dies. Jahrb. 1894. I. - 490-) schon seit längerer Zeit bekannt ist. Verf. schliesst daraus, dass auch die Schichten mit *Hipp. bioculatus*, *Act. Toucasi* und *Act. Grossouvrei* in der Montagne des Cornes demselben Horizont, wie bei Saint-Louis, angehören dürften.

Joh. Böhm.

P. Oppenheim: Beiträge zur Binnenfauna der provençalischen Kreide. (Palaeontographica. 42. 1895. 309—378. Taf. XVI—XIX.)

Nach sorgfältiger Darstellung dessen, was bisher in der Literatur über die Verbreitung und das Alter der Fuveau- und Rognac-Schichten niedergelegt worden, wendet sich Verf. der Beschreibung ihres fossilen Inhalts zu. Es werden nachstehende Arten und Gattungen kritisch besprochen und grossentheils abgebildet:

Fam. Neritidae: *Neritina (Neritoplica) Matheroni* n. sp., *N. Brongniartina* MATH.

Fam. Cyclostomidae: *Rognacia* nov. gen. *abbreviata* MATH. sp. (= *Cyclostoma abbreviata* MATH.), *Bauxia bulimoides* MATH. sp.

Fam. Cyclophoridae: *Cyclophorus heliciformis* MATH. und *solarium* MATH., *Cyclotus primaevus* MATH. und *Héberti* ROULE.

Fam. Paludinidae: *Paludina* in fünf Arten.

Fam. Melaniidae: *Melania* in zehn Arten, unter denen *Melania Nicolasi* und *M. pennensis* neu sind, *Hadracon Gabrieli* MATH. und *scalaris* MATH., *Pyrgulifera armata* MATH., *Matheroni* ROULE und cf. *glabra* v. HANTKEN.

Fam. Physidae: *Physa galloprovincialis* MATH., *doliolum* MATH., *patula* NIC.

Fam. Limnaeidae: *Auricula?* *Requieni* MATH.

Fam. Auriculidae oder Helicidae: *Nicolasia* nov. gen. *Provensali* NIC. sp.

Fam. Pupidae: *Clausilia (Albinaria) patula* MATH. sp. und *Matheroni* nov. nom. *Palaeostoa* in vier Arten, unter denen *Palaeostoa hispanica* und *Cazioti* (nur abgebildet) neu sind, *Anostomopsis rotellaris* MATH. und *elongatus* ROULE, *Lychnus ellipticus* MATH. und *Matheroni* REQUIEN, *Bulimus Panescorsi* MATH. und *B. (Anadromus) proboscideus* MATH.

Fam. Unionidae: *Unio* mit fünf Arten, darunter *Unio cyreniformis* n. sp.

Fam. Cyrenidae: *Cyrena* mit vier Arten und *Pisidium Nicolasi* n. sp.

Weiter führt Verf. aus der Literatur noch 26 von MATHERON, ROULE und NICOLAS beschriebene Arten an, welche ihm jedoch nicht vorlagen.

Aus dem Umstand, dass die das Liegende des Système de Fuveau bildenden marinen Kalke eine grosse Zahl von Fossilien enthalten, die mit Gosau-Formen spezifisch übereinstimmen, dass ferner die Fauna dieser südfranzösischen und in Nordspanien vorhandenen Bildungen mit der Fauna von Ajka in zum Theile einander sehr nahestehenden, vielleicht identen Arten die Gattungen *Pyrgulifera*, *Campylostylus*, *Hadracon* und *Dejanira* gemeinsam enthält, sowie dass Ajka als Gosau-Bildung aufzufassen ist, geht nach dem Verf. der eine Schluss mit grosser Entschiedenheit hervor, dass die provençalischen Complexe den Gosau-Bildungen resp. Ajka bei Weitem näher stehen, als der als Danien oder Garumnien zu betrachtenden liburnischen Stufe, womit sie nur die Gattung *Pyrgulifera* gemeinsam haben. „Anscheinend hat sich innerhalb des alpinen Gebietes, wenigstens eines grösseren Theiles desselben, die nicht marine Fauna während der

oberen Kreide nur langsam und zögernd umgewandelt, und wir sind noch nicht im Stande, hier scharfe faunistische Grenzen zu ziehen. Vielleicht ist aber ein Beweis für das geringere Alter der provençalischen Bildungen darin gegeben, dass ihre Fauna bereits innig an die alttertiäre, insbesondere die eocäne anknüpft, wenngleich spezifische Übereinstimmung zwischen den einzelnen Arten beider Formationen nach dem bisherigen Stande unserer Kenntniss sich als ausgeschlossen erwiesen hat.“

Auf die näheren Ausführungen hierüber sowie über den thiergeographischen Charakter der einzelnen Formen und über den Einfluss biologischer Momente auf die an verschiedenen Typen auftretenden Verzerrungen der Schale sei auf die Originalarbeit selbst hingewiesen. **Joh. Böhm.**

Tertiärformation.

G. Dewalque: Un gîte de sable oligocène dans l'Hertogewald. (Ann. Soc. géol. de Belgique. 25. 1898. XXV.)

Aus dem Hertogewalde werden Sande beschrieben, welche aus Quarzkörnern von ca. 0,2—0,3 mm Dicke mit einem ockerigen Überzuge bestehen und anscheinend auch Gerölle von Quarz und Quarzit enthalten.

von Koenen.

H. Forir: Quelques mots sur les dépôts tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse. (Ann. Soc. géol. de Belgique, Mem. 25. 1898. 33.)

Bei der geologischen Kartirung der Blätter Sautour-Surice und Momignies-Seloignes etc. fand Verf. auf der ausgedehnten Hochfläche von Devonkalken Sande des Landenien, bedeckt von weissen Quarzgeröllen meist von der Grösse von Taubeneiern, ausserdem aber zahllose Blöcke von grobem, weissem Sandstein. Auf Blatt Chimay-Couvin liegt auf dem Kalk von Couvin ein grosses Lager von plastischem, feuerfestem Thon. Diese Ablagerungen werden des Weiteren geschildert.

von Koenen.

G. Velge: Le sable tertiaire de la province de Namur et le sable de Moll. (Ann. Soc. géol. de Belgique, Mém. 25. 1898. 49.)

Es zeigt sich, dass der Lehm des Condroz die seitliche Fortsetzung des Lehms der Hesbaye ist, und dass somit die neu eingeführte Stufe (Étage moséen) der Karte unbegründet ist, die marinen dazu gezogenen Schichten aber davon zu trennen sind. Diese, helle, reine, lockere Sande, enthalten nach oben Thonlagen und Pflanzenreste, unten weisse Quarz- und Quarzitgerölle. Dazu gehören wohl auch die ähnlichen Sande von Namur, welche sämmtlich auf der geologischen Karte zum Oligocän ge-

zogen wurden, deren unterer Theil aber allein dazu gehören könnte. Die Sande von Moll liegen aber auf dem Pliocän von Antwerpen, und die Pflanzenreste der Thone von Andenne sollen nach LOHEST denen der rheinischen Braunkohle entsprechen, die BEYRICH zum Oligocän stellte, [Ref. hält beides für unerwiesen], Verf. aber jetzt zum Ober-Pliocän stellen und Limburgien nennen will.

von Koenen.

E. v. Mojsisovics: Über das Auftreten von Nummulitenschichten bei Radstadt im Pongau. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1897. 215—216.)

Verf. hat die von v. GÜMBEL seiner Zeit bei Radstadt entdeckten Nummulitengesteine auf das Neue besucht und untersucht. Zwischen Pass Mandling und dem Tauerthal lagern dieselben, offenbar als räumlich sehr beschränkte Denudationsrelicte, auf dem Triasdolomit. Die Thone der Ziegelei südöstlich von Radstadt gehören jedoch nach Ansicht des Verf. nicht zu dem Complex der Nummulitenschichten, sondern zu den Werfener Schichten. Die Angaben von Nummulitenfunden in diesen Letten dürften sich auf zufällig von oben herabgerutschte Exemplare beziehen. — Die beiden vom Verf. constatirten Stellen mit anstehenden Nummulitengesteinen sind folgende: Am Wege von Taurach zur Kranabitkapelle, resp. über die Lobenau nach Forstau, findet sich ein brauner, sandiger Kalk mit Nummuliten, der mit Sandsteinen und Conglomeraten vergesellschaftet ist. Das zweite Vorkommen von Nummulitenkalk liegt westlich vom Hohen Zaun im Lobenauwalde.

A. Andreae.

A. Verri: Cenni sulle formazioni dell' Umbria settentrionale. (Boll. Soc. Geol. Ital. 16. 1897. 195—200.)

Wandert man vom Monte Gubbio nach Westen zum Tiberthal, so kommt man über ein eingebrochenes, stark zusammengeschobenes, miocänes Areal, in dem der Tiber fließt, zu einer zweiten in sich zerbrochenen, mesozoischen Kalkkette und jenseits derselben in die normal liegenden Eocän- und Miocänschichten am Trasimener See. Die mesozoischen Kalke bestehen unten aus dunklen Triassschichten, z. Th. mit Gyps, dann kommen liasische Kalke, die oben reich an Ammoniten sind, schliesslich Kieselknollenkalke, in denen nur im Appennin Tithonfossilien nachgewiesen wurden. Die Kreide besteht hauptsächlich aus Neocomkalken, von denen manche als Marmor Benützung erfahren. Das Eocän ist dreitheilig mit Nummuliten in der Mitte und Serpentin in den höheren Lagen. Beim Pliocän ist hervorzuheben, dass zwar in den Schottern miocäne und eocäne Gerölle vorkommen, aber keine Bruchstücke aus dem Mesozoicum, so dass dieses noch nicht entblösst gewesen sein wird. Schwache Braunkohlenschmitzen mit einer kleinen Süßwasserfauna kommen vereinzelt vor.

Deecke.

G. Dreger: Geologische Mittheilungen aus Unter-Steiermark. Specialkarte 1:75 000. Rohitsch-Drachenburg. Zone 21. Col. XIII. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1897. 89—95.)

Verf. berichtet kurz über das Kartenblatt Rohitsch-Drachenburg, indem er namentlich auf die dortigen Tertiärbildungen etwas näher eingeht. Als Belvedere-Bildungen dürfen Sand, Lehm und Schottermassen bei Hohenegg und Cilli angesprochen werden, welche noch in ein kleines Gebiet des Blattes hineinreichen. Viel verbreiteter sind die miocänen Meeresbildungen, und bedeckte das Miocänmeer wohl früher das ganze Terrain, wie man aus den erhalten gebliebenen Schollen des widerstandsfähigen Leithakalkes in ziemlich bedeutenden Höhen auf den Kalkzügen der oberen Trias schliessen kann. Dieser Zeit gehören auch die jungen Eruptivgesteine, namentlich Rhyolithe und Rhyolithtuffe, an. Bei Babnaberda lieferte ein fester, bläulicher, sandiger Tegel unter dem Leithakalk aquitanische Fossilien, von denen eine kleine Liste angeführt wird. Die kohlenführenden Sotzka-Schichten treten nur sehr selten zu Tage, können aber unter den anstehenden mergelig-sandigen Gesteinen mit *Cerithium margaritaceum* etc. eine weitere Verbreitung haben. Bei der sogen. Bretschkobücke lieferten die Sotzka-Schichten eine Anzahl von Pflanzen, von welchen fünf sicher und vier unsicher bestimmte Formen angeführt werden. — Sarmatische Schichten erreichen im Süden des Blattes eine grössere Ausdehnung, sind aber hier noch nicht sehr eingehend untersucht worden. — Ein offenbar sehr junger, von heissen Quellen abgesetzter Süsswasserkalk findet sich am Galgenberg südlich von Montpreis.

A. Andreae.

Othenio Abel: Neue Aufschlüsse bei Eggenburg in Niederösterreich in den Loibersdorfer und Gauderndorfer Schichten. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1897. 255—258.)

Verf. ist in der Lage, durch neue Aufschlüsse das alte TH. FUCHS'sche Profil „Kuenringer-Thal—Schindergraben“ längs des Eisenbahndammes bei Eggenburg zu vervollständigen. Das Anstehen von Grundgebirge (Granit) in der Mitte der genannten Strecke bewirkt zunächst eine Scheidung in zwei Buchten, eine nordwestliche und eine südöstliche. Lockere grobe Sande mit *Pectunculus Fichteli* DESH. und *Cardium Kübeckii* HAUER bilden hier an der Basis des Profils die echten Loibersdorfer Schichten, welche hiermit zum ersten Male im Becken von Eggenburg nachgewiesen sind. — Die höheren Gauderndorfer Schichten sind durch die hellgrauen Tellinensande vertreten. In den Brunnenprofilen fanden sich Tellinensande mit Murgeln, die nach unten in eine harte Lage übergehen, darunter folgt ein grünlicher, thoniger Sand mit *Cerithium plicatum* BRUG., der nach unten zu einem sandigen Tegel wird. Dieser Tegel (ohne Tellinen) lieferte eine reichlichere Faunula und scheint ein untergeordnetes, tiefstes Glied der Gauderndorfer Schichten zu bilden.

A. Andreae.

Quartärformation und Jetztzeit.

H. Schröder: Endmoränen in der nördlichen Uckermark und Vorpommern. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1894. 293—301.)

Verf. sieht die Grand- und Sandrücken, die von Anderen als Åsar (Wallberge) aufgefasst werden, als Staumoränen, Durchragungszüge an. Charakteristisch ist für sie das (meist in Aufsattelung und Aufrichtung) emportretende „untere“ Diluvium. „Die Durchragungszüge sind als endmoränenartige Bildungen zu betrachten und repräsentiren den dritten Stillstand in der Rückzugsperiode der letzten Vergletscherung.“ Die Stauung des Untergrundes und Neuaufschüttung von Mergel, Block- und Sandmassen verursachte der Eisrand während seiner Ruhe. Hiernach hält Verf. auch die vom Ref. gegebene Deutung der mecklenburgischen Wallberge als Åsar für unbegründet.

E. Geinitz.

H. Schröder: Über seine Aufnahmen der Blätter Gross-Ziethen, Stolpe, Hohenfinow und Oderberg in den Jahren 1890—92. (Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. 1892. ILX—LXV.)

Die Endmoräne tritt in amphitheatralisch ausgeprägter Bogenform auf und besteht aus 4 Moränenbogen, dem Joachimsthaler, Senftenhüttener, Choriner und Lieper Bogen; letzterer gliedert sich in das Liepe-Neuenhagener und Liepe-Marienföhler Stück, letzteres mit dem Oderberg-Neuenhagener Bogen verbunden. Der Liepe-Marienföhler und Oderberger Bogen bezeichnen eine weiter nach NO. zurückliegende Etappe im Rückzuge des Gletscherrandes, sind also etwas jünger. Eine spätere Erweiterung des schmalen Durchlasses für Gletscherwässer an dem Liepe-Neuenhagener Moränenbogen erklärt die Bildung einer nach NO. gehenden Seitenbuchtung, die für die Oder-Nordablenkung benutzt wurde. Vor und hinter dem Eisrand wurden grosse Wassermassen producirt, deren Wirkung deutlich nachweisbar ist. Der charakteristische, aber nicht ständige Begleiter der Endmoränen, die Blockpackung, ist kein „Leitfossil“ für Endmoränen. Häufig ist zwischen sie eine Bank von normalem Geschiebemergel eingeschaltet; danach ist ein Hin- und Herbewegen des Gletscherrandes auch während der im Allgemeinen als Stillstand aufzufassenden Periode anzunehmen. Das untere Diluvium macht bisweilen die Erhebungen der Endmoräne mit (einseitiger Druck des Gletscherrandes und Schub bei zeitweiligem Vorrücken!). Als oberflächlichste Bildung, welche stellenweise die ganze Endmoränenhöhe überzieht, ist noch der obere Sand zu erwähnen, der als Residuum der Grundmoräne aufgefasst wird. Die Stillstandsperiode hat also 3 verschiedene Gebilde, die Blockpackung, den Geschiebemergel und Geschiebesand aufgeschüttet, andererseits auch den Untergrund aufgestaut; das Hauptcharacteristicum der Endmoräne ist daher nur ihr orographisches Hervortreten und die zugartige Anordnung der Aufschüttung und Stauung. Der Paarstein-See ist ein Endmoränen- und zugleich Grund-

moränen-See, der im S. durch jüngere Aufschüttung eingegrenzt und im N. durch Erosion erweitert wurde. Die Ebene zwischen Niederfinow und Chorin ist entweder überhaupt nicht als Thalboden, sondern als Sandr des Choriner und Lieper Moränenbogens zu betrachten, oder war nur kurze Zeit Thalboden eines O.—W. strömenden Flusses. **E. Geinitz.**

H. Schröder: Eine grosse *Felis*-Art aus märkischem Diluvium. (Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. für 1897. 1898. 20—27.)

In dem Kies vom Bahnhof Oderberg—Bralitz fand sich ein abgerolltes (zweites rechtes) Metacarpale von *Felis leo*. Das Profil der Grandgruben ist:

- 2 m Thalsand.
 - bis 0,5 „ Blocklage.
 - „ 10 „ Grand und Spathsand, in deren liegendsten Partien die Knochen vorkommen.
 - „ 0,5 „ Blockpackung, resp. Blocklage in
 - „ 1 „ Geschiebemergel.
 - 0,2 „ Thonmergel.
- Mittelkörniger Spathsand.

Bisweilen verschwinden die Blocklage, der Geschiebemergel und Thon, so dass die oberen und unteren Spathsande direct aufeinander liegen; an Stelle der Blöcke treten dann Gerölle von Geschiebemergel und Thon. Solche Gerölle von Geschiebemergel sind von mehreren Stellen bekannt [Ref. hat sie schon 1888 aus der Gegend von Rostock beschrieben; vergl. Archiv d. Ver. d. Naturgesch. Meckl. 42. 1888. p. 203]. Das Alter der Oderberger Säugethierreste führenden Grande wird als interglacial, resp. jungglacial angenommen. **E. Geinitz.**

H. Schröder: Wissenschaftlicher Bericht zu Blatt Greiffenberg, Schwedt, Mohrin. (Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. für 1896. 1897. LX—LXVI.)

Am Stirnrand der Angermünder Eiszunge ist es nicht zur Bildung einer Endmoräne gekommen, an ihre Stelle tritt eine $\frac{1}{2}$ Meile breite Zone z. Th. ausserordentlich mächtiger, oberdiluvialer Sande. Die Grundmoräne ist nur wenig entwickelt. Auf Blatt Schwedt findet sich eine Zone vielfach hintereinander liegender, paralleler Hügelketten, eine „Durchragungszone“. Nach SW. stossen hieran die Höhen der Peetzig-Hanseberger Forst, ausgezeichnet als ein Gebiet grösster Untergrundsstauung und Aufschüttung oberdiluvialer Sande. Die Durchragungszone von Blatt Schwedt wird als Vertreter der Endmoräne aufgefasst. An diese Zone ist das Auftreten von Tertiär gebunden (Formsand, Quarzkiese mit Sanden, Glimmersande und *Leda Deshayesiana* führender Thon); hier scheint das Zutagetreten des Tertiär eine Folge des Gletscherdruckes zu sein. Blatt Mohrin liegt im Bereich der ersten Endmoräne. Ein mehrfach zu beobachtendes Profil:

Geschiebemergel zwischen steinig-grandigem Sand gilt als die Folge der gerade für die Endmoränengebiete so charakteristischen Verzahnung gleichalteriger Grundmoränen und Schotter. Der Mohriner Sandr wird von zwei Rinnensystemen durchschnitten; die Vertretung der Grundmoräne durch oberen Sand bei dem Herantritt der Rinnen an den angenommenen Eisrand wird so gedacht, dass sich dort Gletscherthore befunden haben. Die „Thalbeginne“ sind hier, wie auch bei der Ücker und Welse, nicht durch Erosion entstanden, sondern waren bei Ablagerung des oberen Geschiebemergels bereits vorhanden, wurden dann bei gleichzeitiger, geringer Abtragung der Schichten durch Zufuhr von N. her mit Beckensanden und -Thonen aufgefüllt, erst später fand eine grössere Vertiefung des Thales durch Erosion statt.

E. Geinitz.

G. de Geer: Om Skandinaviens geografiska Utveckling efter Istiden. (Stockh. Högskolas popul. Föreläs. Stockholm 1896. 160 p. 6 Taf.)

Das Buch gibt eine sehr dankenswerthe Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Glacialforschungen Nordeuropas, speciell Skandinaviens und der Ostseeländer. Die beigegebenen Karten sind vorzüglich.

1. Über die Quellen für das Studium der Veränderungen der Eis-, Meer- und Landgebiete; mit vielen instructiven Ansichten im Text. Zunächst wird das Wesen der Gletscher geschildert, die beiden gegenwärtigen Eisgebiete Skandinaviens erwähnt, dann die Producte der Vergletscherung: Moränen, Felsglättung, Rundhöcker, Riesentöpfe, Schrammung (die anders aussehenden Drifteisspuren), Strandlinien von eisabgedämmten Seen, Äsar, verschiedenartige Seebildung (Seen und Wasserfälle sind sehr häufig die Folgen der früheren Vereisung). Gebiet des Meeres: Strandbildungen, abhängig von der Beschaffenheit der Küste; nicht zerklüftetes Gestein erhält runde Auswaschungsformen, Strandlinien als Rinnen, Strandriesentöpfe, die mehr horizontal eingearbeitet sind; bei zerklüftetem Gestein können sich Höhlen bilden (Mitwirkung von Frost), wagerechte Einmeisselung, Bergterrassen, abgerundete Klippen (von Rundhöckern zu unterscheiden), stehen bleibende Pfeiler. Wichtiger sind die losen Massen, besonders von den Moränen geliefert: Terrassenbildung verschiedener Art, Gerölle, Fortbewegung derselben, Bildung von Strandwällen (horizontal, dadurch von den Äsar verschieden), schliesslich Dünenbildung. Endlich die Absätze am Boden des Meeres, Sand und Thon, auch durch das von den Flüssen herbeigeführte Material verstärkt; die darin enthaltenen Organismen mit ihren verschiedenen Lebensbedingungen. Die wichtigsten Spuren früherer Landoberflächen sind Torf, Moor, Kalk, vor Allem aber die Sculptur durch die Flussthäler gebildet.

2. Der Anfang der Eiszeit und die grosse Vereisung. Auf Taf. 1 ist die Ausdehnung der grossen Vereisung angegeben; die skandinavische und britische Vereisung waren gleichzeitig. Das norwegische Meer ebenso wie das nördlich von Island und den Färör waren derartig

von mächtigem Packeis versperrt, dass das Landeis hier nicht abfliessen konnte, sondern das westnorwegische Eis seinen Weg über die Shetlands-Inseln nahm; dadurch wurden manche Leitblöcke anders geführt als in der gewöhnlichen Richtung der Schrammen. Die Absperrung des Eismeereres bedingte in ähnlicher Weise die grosse Ausbreitung der Vereisung nach SO., nach Russland. Verschiedene Richtungen der Eisbewegung folgten einander.

Von der damaligen Vertheilung von Land und Meer ist die Kenntniss nicht sehr umfassend; man weiss nur von der grossen Wasserbedeckung der aralocaspischen Niederung, von Niveauschwankungen des Mittelmeeres, von nordischen Muscheln in demselben.

Ebenso von dem damaligen Land: Von pflanzengeographischer Seite wird eine Landverbindung Nordeuropas mit Island und Grönland angenommen, die später eingesunkene Stelle sei die Untiefe von Schottland—Färör—Island—Grönland. Mehreres deutet darauf hin, dass unser Gebiet der grössten Vereisung unmittelbar vor der Eiszeit bedeutend höher gelegen haben muss, ein gewaltiges continentales Plateau bildete, welches im Westen von dem grossen oceanischen Tiefenabsturz begrenzt wurde. Auf diesem Plateau finden sich ältere tertiäre Meeresablagerungen, die später gehoben sind und in denen sich (z. B. in Spitzbergen) tiefe Thäler eingeschnitten haben; die Fjordtiefen, abgesehen von den Dislocationsbildungen, entsprechen der damaligen Erhebung über dem Meere. Ebenso weist das Fehlen marinen Pliocäns auf obige Annahme. Das Diluvium reicht von Schonen bis nach Holland und Berlin oft tief unter den jetzigen Meeresspiegel, dabei sind hier die Ablagerungen aus dem Beginn der Eiszeit nicht marin, sondern Süsswasserbildungen. Endlich auch die Neigungsverhältnisse des Inlandeises in Grönland (Taf. 1), denen die der grossen Eiszeit analog waren, sprechen für die Annahme.

3. Interglacialzeit. Zwischen Vereisung und Abschmelzen fanden vielfache Schwankungen statt; die grösseren Abschmelzperioden sind die Interglacialzeiten; gewöhnlich nimmt man eine oder zwei an. Die organischen Reste derselben werden erwähnt, besonders das Mammuth; wenn es bis nach Norwegen, zum Dovrefjällen, gekommen ist, spricht das dafür, dass damals das Eis fast gänzlich weggeschmolzen sein muss. Ebenso die Meeresmuscheln in den Ablagerungen des südlichen Theiles der Ostsee, mit dem Typus der heutigen Nordsee- und Kattegat-Fauna, in Russland südöstlich vom Weissen Meer mit den auch jetzt in der dortigen Umgebung lebenden Mollusken, ähnlich in Holland. Zu dieser Zeit senkte sich also ein grosser Theil des skandinavischen Hochplateaus unter das Meer, nicht aber der nördliche Theil des Ostseebeckens. Die Pflanzen und Süsswasserthiere werden des Weiteren erwähnt, ferner der Zusammenhang einiger Ablagerungen mit den mehr oder weniger arktischen Bedingungen der die Interglacialzeit einleitenden und abschliessenden Zeit. Wahrscheinlich tritt zu dieser Zeit auch der Mensch zuerst in Europa auf.

Ein genaues geographisches Bild aus jener Zeit lässt sich noch nicht entwerfen. Von Wichtigkeit sind die verschiedenen Moränenbänke. -

4. Die jüngste oder baltische Vereisung (Taf. 2). Die Daten für die Ausdehnung der letzten Vereisung sind folgende. Der Endmoränenzug in Norddeutschland, 650 km zu verfolgen; von der See bis an dieselbe, aber nicht südlich darüber hinaus, sind theilweise interglaciale Muschelvorkommnisse zu verzeichnen; das bekannte grosse Weichsel-Oder-Elbthal konnte sich nur bilden dadurch, dass nördlich davon eine Eisbarre das Wasser abdämmte; innerhalb des Moränengürtels (östlich in Jütland und Schleswig, nördlich in Mecklenburg und Pommern) Moränenabsätze des Geschiebemergels, ausserhalb die sedimentirten Umlagerungen durch die Gletscherflüsse, die Sandheiden; in dem welligen Plateau des alten Landes die mächtigen, von steilen Terrassen begrenzten Thäler eingeschnitten.

Weiter im Norden findet sich das eisfreie Gebiet, die eigenthümlich gebogene Zungenform des Eisstromes bedingend. Eine Landsenkung unter den Meeresspiegel ermöglichte den Transport fremder Blöcke durch Treibeis: Feuersteine aus Schonen und Dänemark, Äländer Gesteine u. a. baltische Blöcke finden sich in Bohuslän u. s. w., aber nur bis zu bestimmter Meereshöhe und nicht über die dortigen Endmoränen hinüber. Weiter wird der Endmoränenbogen vom Kristianiafjord nach Schweden auf 500 km verfolgt (Specialkarte p. 66). Sein directer Zusammenhang mit dem deutschen Zug ist noch nicht nachgewiesen. Die Schrammen auf Gotland, Südöland und dem niederen Theil von Bornholm stimmen ziemlich genau mit der Bewegungsrichtung der Blöcke der untersten Schonen'schen Moräne überein, die Schrammen der hochgelegenen Bornholmer Gebiete zeigen andere, mit der der Hauptvereisung übereinstimmende Schichtung.

In dem ostbaltischen Gebiet ist der Salpausselkä in Finland der wichtigste, sein 670 km langer Zug wird verfolgt. Auch hier Thätigkeit des Eises und Schmelzwassers auf der Innenseite, zahlreiche Seen. Auf Kola wahrscheinlich nur viele locale Gletscher. Schrammen und Moränen verändern ihre Richtung südwestlich von Lahtis; die Hauptmasse des Eises folgte den tiefsten Thälern des Ostseebeckens. Der weitere Verlauf der Endmoränen ist noch nicht sicher, wahrscheinlich gehört dazu der 80 km lange N.—S.-Moränenzug auf Ösel; auch auf Dagö. Auf Ösel ist dieser Zug die östliche Grenze der massenhaften Äländer Blöcke. Zwischen Ösel und Weichsel sind Verf. noch keine Endmoränen bekannt.

Ein Vergleich mit Grönland (s. Taf. 1) zeigt die grosse Ähnlichkeit. Grönland und Skandinavien bestehen aus einem älteren Urgebirgsplateau, beide lagen am Schluss der Tertiärzeit unter dem Meere, in beiden ist der Haupthöhenrücken und damit die „Eisscheide“ nahe dem Atlantic, die früheren Thäler haben die Fjorde verursacht; ein Unterschied besteht darin, dass Grönland auf beiden Seiten bergig, mit steilen Küsten, ist, was nur Norwegen zeigt, während das östliche und südliche Schweden different ist. Eine Analogie mit dem eigenthümlichen, baltischen Eisstrom findet man in den nordamerikanischen Glacialgebieten der grossen Seen.

Die grossen Endmoränen fehlen dem Gebiet der älteren Vereisung in Europa wie in Amerika; ihre Bildung kann man durch das längere Stehenbleiben des Eisrandes erklären.

Das Land hatte arktisches Gepräge, ähnlich den Tundren, mit arktischer Flora. Die zahlreichen Seen waren offen, ohne Torfbildung. Das Renthier belebte das Land, im Norden vielleicht durch Raubthiere unterdrückt (das jetzige Renthier, eine andere Varietät, ist wohl von Osten über das nördliche Finland eingewandert). Kalktuff findet sich in der „Renthierzeit“ nicht, arktische Pflanzen hat man überhaupt nicht in Kalktuff gefunden; zu dieser Zeit war der Boden in geringer Tiefe gefroren, also Grundwasser- und Quellenbildung, die Bedingung für Kalktuffabsätze, nicht möglich.

5. Die spätglaciale Abschmelzzeit. Die schrittweise Verminderung des Eises ist auf Taf. 2—5 angegeben. Zuerst kam wohl der weit ausgedehnte, aber wenig mächtige, baltische Eisstrom zum Verschwinden, eine Zeit lang verlief der Eisrand längs der deutschen Ostseeküste und dämmte die von Süden kommenden Flüsse ab, die parallele Thäler bilden mussten (z. B. das Durchbruchsthal zwischen der Danziger Bucht und Leba-See p. 77). Auf Gotland und Öland bildete sich für kurze Zeit ein Schrammensystem aus NW.; dazu gehörte auch die südöstlich von Åland von der finischen Küste verlaufende Endmoränenlinie. Die Einzelreihen von Endmoränen im mittleren Schweden entsprechen vielleicht dem jährlichen Rückzug (Zeitraum etwa 1000 Jahre); Ähnliches zeigen die gleichzeitig ausserhalb des Eisrandes im Meere abgesetzten Schichten von Thon und Sand (hvarfvig lera), deren Schichtenwechsel mit Jahresringen vergleichbar ist. Die Verschiedenheit der Endmoränenrichtungen ergibt, dass der Eisrand sich nahe der Ostsee rascher zurückzog als weiterhin im Lande; die jüngsten Schrammen und Leitblöcke strahlten nicht von den höchsten Landerhebungen aus, sondern von einer Linie, die östlich von der Wasserscheide verläuft (Taf. 3). Später wurde die hochgelegene Wasserscheide eisfrei, das Inlandeis lag östlich davon, es entstanden dadurch im Hochgebirge zahlreiche, eisaufgedämmte Seen, die einen Abfluss nach Norden fanden (Taf. 4); daher in vielen Thälern alte Strandlinien, die in jedem Thalsystem verschieden hoch bis zur Passhöhe reichen, in Zusammenhang mit Thon- und Sandablagerungen, in denen jede Spur von Meeresthieren fehlt. Bei dem weiteren Abschmelzen verschwanden die Seen, das Wasser floss nach Osten ab, die jetzigen Wasserläufe bildeten sich (Taf. 5).

Die Funde von Walresten und anderen Seethieren in Westgotland u. a. O. 100 m über dem jetzigen Meeresspiegel, die arktischen Formen, wie *Yoldia arctica* und *Idothea entomon* (die ganz allgemein in dem Thon, dem „hvarfvig lera“ des westlichen Skandinaviens, seltener im Osten, im Mälarthale vorkommen), die von Eisbergen erzeugten Schichtenstörungen des Thones und Driftblöcke in demselben erweisen, dass gewisse Theile des Landes unter dem Meere lagen und das Klima ein hocharktisches war. Wo der Thon an den Strandlinien fossilfrei ist, war das Meer in den langen Wintern zu viel zugefroren, als dass die Thierwelt da existiren konnte, dieselbe entwickelte sich aber in den tieferen Lagen sehr reich. Die Grenze dieses Eismeres lässt sich durch die Strandlinien bestimmen; sie werden näher beschrieben und theilweise in Bildern anschaulich gemacht. Ihre

Lage ist sehr verschieden hoch, bis zu 270 m gehend; es-ergiebt sich aber eine gewisse Gesetzmässigkeit, nämlich nach den centralen Theilen des Landes liegen die alten Küsten am höchsten. Aus der Construction von Curven gleicher Höhenlagen, den Isobasen, ist ersichtlich, dass die Erhebung übereinstimmt mit den Formen des Landes, das jetzige Hochland also nach der Eiszeit am stärksten gehoben ist; das Gebiet war schon zu Beginn der Abschmelzperiode zu den jetzt höchsten Strandlinien gesunken (Taf. 2). In dem Maasse, als das Eis abschmolz, nahm das Meer die niederen Theile des Landes ein (Taf. 3, 4), so dass Stockholm 120 m, Kristiania 200 m tief unter dem Meeresspiegel lag, die grösste Tiefe war 700 m im nordwestlichen Skagerak. Skandinavien war von einem Kranz von Schären-Inseln umgeben (Karte p. 66).

Die Eismeerfauna spricht für eine Verbindung der Ostsee mit dem Eismeer. Im westlichen Gebiete ist die Fauna an Muscheln ungemein individuenreich. Auch Schwimmvögel und Robben, sehr kleine Walrosse existirten. Der Mensch ist nicht bis hierher vorgedrungen. Zahlreiche Eisberge trieben in dem Wasser.

In dem Maasse, als das Eis und das Meer sich zurückzog, gewann das Land an Ausdehnung und Gestaltung, und begann die Einwanderung von Thieren und Pflanzen. Zunächst blieb noch viel Land unter Wasser, der Boden bestand aus steinigen Moränenbildungen und war von dürrtigger arktischer Flora bedeckt (Polarweide, Moose, Zwergbirke) (Bild p. 100), erst später schoben sich Birke und Espe vor. Im Süden und Südosten, wo der Boden fruchtbarer war, lebte das Renthier, weiter arktische, weisse Thiere, die später durch südliche Formen ersetzt wurden. Die Seen waren noch offen, ohne Vertorfung, die Thalläufe wurden nach und nach frei.

6. Die Zeit des baltischen Binnensees. Durch Landhebung wird die Strasse, welche die Ostsee mit dem Ocean verbunden hatte, abgeschlossen und die Ostsee in einen Binnensee umgewandelt. Zuerst wurden die Spuren desselben in Estland etc. nachgewiesen, wo auf den Eismeerablagerungen Sand und Grus mit *Ancylus fluviatilis*, *Limnaea ovata*, *Planorbis marginatus*, *Bithynia tentaculata*, *Pisidium amnicum*, *Neritina fluviatilis* u. a. gefunden wurde, z. Th. auch Strandwälle; später Ähnliches auf Gotland und Öland. Die Grenzen des Binnensees werden auch da, wo Fossilien fehlen, bestimmt durch die Annahme, dass eine Strandlinie in einem bestimmten Verhältniss zu dem ganzen Verlauf der Hebung der betreffenden Gegenden steht (Taf. 5). Zuerst fand der Abschluss im Südwesten und Osten statt, und es blieb ein Ausfluss durch das mittlere Schweden. Unter den Süswasserablagerungen findet sich auf Gotland und Öland Torf, im Anfang lag also hier die Strandlinie etwas tiefer, die damalige Grenze scheint hier mit dem heutigen Küstenverlauf zusammenzufallen. Längs der Südküste finden sich auch Torf und alte Thäler unter dem Meeresspiegel, daher die Küstenlinie etwa 30 m tiefer gelegen; die grösste Senkung war längs der Südküste (— 25 m-Curve bis zur Elbmündung).

Das damalige Eisgebiet lag in Norrland nahe der Eisscheide; einige

Endmoränen und Ablagerungen von todttem Eis, sowie die Verbreitung von Sand und Thon in niederigem Niveau der Fjorde bezeugen es.

Die Grenzen des Meeres und des Binnensees: Die norwegische Küstenlinie wurde durch die Hebung wenig verändert, die russische nicht. In Schweden und Finland fand eine erhebliche Verschiebung der Landoberfläche statt (s. Taf. 5); von der deutschen Küste konnte der Verlauf nur schematisch nach den Seekarten gezeichnet werden; die jetzige tiefste Stelle im Südwesten war wahrscheinlich abgesperrt und ein selbstständiger Binnensee, die dänischen Inseln waren landfest. Das Areal des grossen Binnensees war ca. 570 000 qkm (Caspi 440 000, jetzige Ostsee 410 000, Lake Superior 84 000, Victoria Njansa 83 000 qkm).

Das Wasser wurde langsam ausgesüsst, daher konnten sich Meeresthiere anpassen, die jetzt als „Relikten“ in manchen, später von dem grossen Binnensee abgeschnürten Seen gefunden werden. Gleichzeitig wanderten Süsswasserformen ein.

Durch die Hebung fand bedeutende Landgewinnung statt, hier konnten sich Flüsse ihre Thäler bilden. Die Pflanzen aus den unteren Lagen der Torfmoore weisen auf subarktisches Klima hin, ähnlich denen der jetzigen skandinavischen Hochgebirge; das Tundragebiet hatte sich nach Norden gezogen. Längs der Küste trat Einwanderung aus Süden ein, hier war auch das Klima gleichmässiger. Neben der Zwergbirke erscheint die Birke, Espe u. s. w. Auch die ältesten Kalktuffabsätze im mittleren Schweden gehören hierher.

Über die Thierwelt ist wenig bekannt. Ob Ren noch hier lebt, ist zweifelhaft, wahrscheinlich ist es nach Norden ausgewandert; in den östlichen Theilen fällt seine Einwanderung nach Finland und Russland in diese Zeit. Ebenso wenden sich nach Norden der Vielfrass, nordische Hase u. a. Der Urochse scheint dem Ren im Süden gefolgt zu sein (besonders häufig im südwestlichen Schonen), auch der Bisonochse, Bär, Wolf, Biber, Elch; statt der arktischen Schwimmvögel erscheinen andere.

Die Weitergestaltung des Landes während der Weiterentwicklung des Binnensees ist unsicher; schliesslich verschwinden auch die letzten Reste der zusammenhängenden Eisdecke, Thon- und Pflanzenwelt deutet auf ein milderes Klima, das Wassergebiet verkleinert sich durch die Hebung immer mehr, das Land hebt sich im Inneren mehr als an den Küsten, grosse Theile früheren Meeresbodens vereinigen sich mit dem Land, die Thier- und Pflanzenwelt verändert sich allmählich. Als die Gletscherströme versiegten, verschwanden auch die jährlichen Wechsel von Sand- und Thonabsätzen, und es fand eine mehr gleichförmige Sedimentation statt. Die Strandbildungen unterscheiden sich nicht von den früheren und späteren. Das Niveau des Wassers wird beeinflusst durch die Zufuhr der Flüsse und die Lage des Abflusses, sowie die ungleiche Hebung, daher grosse Verschiedenheiten und theilweises Trockenlegen des Seebodens, wo der Abfluss an einer tieferen Stelle war. Das Steigen des Wassers dauerte so lange, bis die Passhöhe der alten Thäler erreicht war (Öresund und Belt); hier ist ein 7—10 m unter dem jetzigen Meeresniveau reichender Canal.

Währenddessen dauert die Hebung bei dem früheren Ablauf im mittleren Schweden fort. Im Norden werden hierdurch Küstentheile trocken gelegt, ihre Thonlager von der Brandung wieder zerstört. Verschiedene, tief gelegene Torfmoore nahe der Küste deuten an, dass der Binnensee bis zuletzt niedriger stand als die jetzige Küste.

In dieser langen Zeit der Hebung und der Verminderung des Beckens hatte sich das Klima verändert; in den Torfmooren findet sich die Eiche, Igel, Maulwurf, Amphibien und Reptilien wandern ein. In Dänemark findet sich die erste Spur des Menschen.

7. Die Zeit der letzten Landsenkung; Steinzeit. Viele Torflager und früher geschaffene Thäler finden sich von Meeresabsätzen bedeckt. Die Abflussthäler des grossen Binnensees sanken unter den Meeresspiegel und bildeten nun den Öresund und die Belte und schaffen eine Verbindung mit der Nordsee. Daher können Meeresschnecken einwandern. Charakteristisch sind: *Tapes decussatus*, *Mya arenaria*, *Cardium edule*, *Littorina littorea*, *Tellina baltica*, *Mytilus edulis* und die relicte *Neritina fluviatilis*. Aus neu ausgeschlammtem Sand bilden sich Dünen, die mit der weitergreifenden Meeressgrenze landeinwärts schreiten und bei der schliesslichen neuen Hebung im Lande liegen bleiben, als Markzeichen des früheren Strandes. Das Wasser erhält mindestens den Salzgehalt der jetzigen südöstlichen Theile der Ostsee; die klimatischen Verhältnisse beserten sich.

Die dänischen Kjökkenmöddinger mit *Tapes decussatus* beweisen das Dasein des Menschen.

Die höchsten Grenzlinien für das postglaciale Meer sind oft in deutlichen Strandlinien und -Wällen, auch Terrassen, zu beobachten; die Höhe zeigt dagegen ein von Thälern durchfurchtes Plateau. Die Höhe der Strandmarken differirt in den verschiedenen Gegenden. Speciell wird dann die auf Taf. 6 gezeichnete Ausdehnung des Meeres erörtert. Die deutsche Küste ist noch weiter nach Norden geschoben als gegenwärtig, wenn auch nicht mehr in dem Maasse wie zur Zeit des Binnensees; Nordjütland war tiefer gelegen, daher offenere Verbindung mit der Nordsee.

Die verschiedenen Funde von Geräthen, Speiseresten und Gräbern beweisen, dass der Mensch der Steinzeit an dem Strande des postglacialen Meeres zur Zeit dessen grösster Ausdehnung gelebt hat. Die dauernde, im Inneren des Landes stärkere Hebung beeinflusst auch die Binnenseen, von denen auch Funde der Steinzeit bekannt sind. Das Dasein des Edelhirsches, Rehes und Wildschweines bezeugt ein milderes Klima als das gegenwärtige. Auch am südöstlichen Ufer des Ladoga-Sees hat man aus der Zeit nach der grössten Hebung dieselben Funde gemacht: Eiche, Birke, Espe, Hasel, Tanne; Biber, Ur, Bison, Zobel, Wildschwein, Hirsch, Reh und noch Ren; die genannten Pflanzen scheinen erst am Schluss der Steinzeit-Hebung aus den ostbaltischen Ländern nach Skandinavien eingewandert zu sein. Die Gletscher waren damals noch mehr reducirt als heute.

Die weitere Hebung brachte das Land zu der Zeit, welche dem

Bronzealter entspricht, auf den heutigen Stand; am Schluss der Bronzezeit, also vor ca. 2000 Jahren, erhielt es die heutige Form.

Während in Skandinavien die Hebung erfolgte, erlitt die friesische Nordsee- und deutsche Ostseeküste eine Senkung, und zwar in historischer Zeit (in den Niederlanden Waldtorf, bedeckt von 3 m Meeresthon, mit römischen Münzen vom Jahre 270; Bildung des Zuider-Seees u. a.). Gegenwärtig scheint nach den neueren Messungen hier ein Stillstand und in Skandinavien eine viel langsamere Bewegung stattzufinden; daher Zeitberechnungen unsicher.

E. Geinitz.

H. Munthe: Om de s. k. „glaciala sötvattnensbildningsarnas“ i Klågerupstrakten ålder och bildningssätt. (Geol. För. i Stockholm Förhandl. 19. 1897. 120—136.)

Verf. kommt zu anderen Resultaten als HOLMSTRÖM. Die „glacialen Süswasserablagerungen (*Dryas*-Thone), die z. Th. auch als interglacial angesehen wurden, sind im südlichen Schonen jünger als die letzte Vereisung. Verf. theilt ein neues Profil von Torreberga mit:

- e) (zu oberst) verwitterte Sande, feiner Grus und thoniger Sand, mit seltenen Schalresten 0,5 m
- d) geschichteter thoniger Sand und sandiger Thon, untergeordnet Grus; reichlich Schalen von Süswassermollusken und Ostracoden (*Pisidium amnicum*, *Unio*, *Anadonta*, *Limnaea*; dieselben zwei Ostracoden wie in c) 0,3 m
- c) feingeschichteter thoniger Sand und sandiger Thon, mit wenig Muscheln, viel Ostracoden (*Limnocythere sanctipatricii* und *Ilocypris Bradyi*) 0,8 m
- b) gelblicher, oben sandiger geschichteter Thon, fossilfrei . . 1,3 m
- a) bläulicher, fossilfreier, z. Th. geschichteter Thon, ab und zu mit kleinen Geschieben 1,5 m.

Alle Schichten sind kalkreich. a und b sind spätglaciale Süswasserthone (hvitålera), die Ostracoden von c und d sind Formen, die in grösseren Binnenseen leben, die oberste Lage e zeigt keine Störungen durch Eisbedeckung, daher Ablagerung nach der letzten Vereisung. Die Mollusken aus c und d entsprechen nicht einem arktisch-alpinen Klima, die Ablagerung stammt aus der „*Ancylus*-Zeit“; diesen c und d entspricht ein Theil der „glacialen“ Süswasserablagerungen HOLMSTRÖM's, während ein anderer Theil älter sein mag (der *Dryas*-Zeit angehörig).

Schliesslich wird in kurzen Zügen die Bildungsgeschichte jenes kleinen aufgedämmten Binnensees von Klågerup entwickelt; eine bedeutende Sedimentation ging schon in der spätglacialen Zeit vor sich, und zwar in der Tiefe von einigen Metern; später wurde dann die Tiefe durch Vertiefung seines Ablaufes geringer.

HOLMSTRÖM's „ytbildningar“ hält Verf. nicht für ein Product von Gezeiten-Wasser.

E. Geinitz.

R. Herrlin: Erosionsterrassen und Strandlinien am Ås Tavastmorr. (Fennia. 12. 1896.)

Der Tavastmo ist als eine Endmoräne aufzufassen. Auf dieser Moräne hat Verf. Erosionsterrassen und Strandlinien entdeckt, die von der bei der spätglacialen Landhebung eingetroffenen Denudation herrühren. Beim Wegschmelzen des Landeises stand die Meeresfläche höher als der jetzige höchste Punkt des Tavastmo. Zur Zeit des *Yoldia*-Meeres herrschte bei 158—168 m ein anhaltender Stillstand, vielleicht eine geringere positive Strandverschiebung. Die Landhebung schreitet fort; die Bucht Kyrösjärvi wird in einen Binnensee verwandelt, wenn die Meeresfläche S. von der Endmoräne 97—92 m über dem jetzigen Normalnull stand. Das Niveau des Kyrösjärvi ist späteren Schwankungen unterworfen, zuerst einer postglacialen Hebung, dann einer Senkung und zuletzt einer recenten Steigung.

Anders Hennig.

J. J. Sederholm: Några iakttagelser rörande *Yoldia*-hafvets högsta strandlinier. (Fennia. 12. 1896.)

Auf den Seiten des Lauhanvuoris im Österbotten sieht man niedrige, den Hügel ringförmig umgebende Wälle, die, derselben Niveaucurve folgend, kaum 10 m von einander entfernt sind. Sie bestehen aus größerem Sand und sind offenbar im Meere abgelagert; der höchste von diesen Wällen liegt ungefähr 20 m unter dem Gipfel des Lauhanvuoris. Der Gipfel hat auf seiner westlichen Seite ein ravinartiges Flussbett von einer so scharfen Form, dass es niemals von der Brandung getroffen sein kann. Die Höhe des Gipfels ist 210 m über Normalnull; die marine Grenze liegt 20 m niedriger, d. h. ungefähr 190 m über der Meeresfläche. — Am Aito-vuori, SW. vom Näsijärvi, liegt die spätglaciale, marine Grenze 168,5 m über dem Niveau des jetzigen Meeres, am Viitavuori 167, am Kukkovaara, NW. vom Värtsilä, 155,5, am Multasärkkä, N. vom Vatula, 161 m (unsicher); am Kemie im Kirchdorf Tolnnajärvi findet sich eine deutliche Erosionsterrasse 152 m über Normalnull.

Anders Hennig.

N. Krischtafowitsch: Nachtrag zu den interglaciären Ablagerungen in der Umgegend von Grodno. (Annuaire géologique et minéralogique de la Russie. 1. (2.) 1897. 25—30. Mit Textprofilen.)

Bei Grodno kommen an zwei Stellen zwischen zwei Moränen eingebettete „Lignitlager“ vor, die 1872 von DYMTCHEWITSCH entdeckt wurden, wovon aber nur das eine in der Schwarzen Schlucht (Tschernaja Balka) gelegene von dem eben Genannten und später dann von HELMERSEN und dem Verf. untersucht und beschrieben worden ist. Das zweite Lager, das HELMERSEN und Verf. nicht fanden, wurde jetzt von Neuem entdeckt und vom Verf. untersucht. Dasselbe ist in der Schlucht „Drutzkoi Owrag“ (an der Mündung einer kleinen Zweigschlucht) aufgeschlossen, die, ebenso

wie die Tschernaja Balka am rechten Ufer des Njemen gelegen, ca. 3 Werst von letzterer entfernt liegt. Verf. theilt folgende Profile mit:

1. Aufschluss im oberen Theile der Zweigschlucht:

- a) Ackerkrume, mächtig bis 1 Fuss 9 Zoll;
- b) gelber Lehm (oder diesen ersetzender gleichfalls gelber Sand) mit unregelmässigen Zwischenschichten von Grand oder auch einzelnen Grandkörnern, zuweilen auch vereinzelt Geschiebe enthaltend; mächtig bis $2\frac{1}{3}$ Fuss;
- c) gelblichgrauer, feinkörniger, poröser Lehm, verkohlte Pflanzentheilen (von Graspflanzen), zuweilen auch vereinzelt Stückchen Kohle enthaltend; mächtig bis $2\frac{1}{3}$ Fuss;
- d) gelber, feiner Sand, mächtig von 7 Zoll bis $2\frac{1}{3}$ Fuss;
- e) rothbrauner, unsortirter, stark thoniger Lehm, sehr reich an Geröll, Schotter und Grand (Geschiebeconglomerat); das Geröll erreicht oft die Grösse einer Arbusse; mächtig bis 3 Fuss;
- f) weisser Süsswasser- — fast reiner — Kalkmergel (spec. Gew. = 1,71); die im Aufschluss zu Tage tretende Mächtigkeit desselben übersteigt 7 Fuss.

2. Aufschluss am rechten Ufer der Zweigschlucht, in unmittelbarem Zusammenhang mit obigem Profil stehend:

- a) Ackerkrume, gelblichgraue Sandschicht, mächtig bis $1\frac{1}{2}$ Fuss;
- d) gelber, feiner Sand, im unteren Horizonte thonig, mit unregelmässigen Zwischenschichten und Schmitzen gröberer Sandes; mächtig bis $3\frac{1}{2}$ Fuss;
- e) rothbrauner Geschiebelehm, reich an Blöcken, Schotter und Grand, ungeschichtet und unsortirt; mächtig bis $3\frac{1}{2}$ Fuss;
- f) weisser Süsswassermergel, derselbe, der auch im ersterwähnten Aufschluss zu Tage tritt, mächtig bis $2\frac{1}{3}$ Fuss, unmittelbar von einer gräulichgrünen Thonschicht und einer Sandschicht unterlagert, deren Gesamtmächtigkeit bis 9 Zoll beträgt;
- g) hellgelber, geschiebefreier Quarzsand mit ockerigen, lockeren Kalkconcretionen von unregelmässiger Form und in Gestalt senkrecht lagernder Röhren; es ist ersichtlich, dass diese Concretionen sich auf Kosten des Kalkes aus dem überlagernden Mergel, dank der Circulation der atmosphärischen (Grund-) Wasser gebildet haben; diese Sande treten in einer Mächtigkeit von nicht unter 16 Fuss zu Tage, die Basis derselben ist durch eine Verschüttung maskirt; im unteren Theile des Aufschlusses treten aus den Uferwänden der Zweigschlucht
- h) massive, erratische Blöcke verschiedener Dimensionen hervor, mit denen auch die Schluchtsohle besät ist; man kann mit Gewissheit behaupten, dass die Basis des beschriebenen Aufschlusses aus typischem Geschiebegestein besteht.

An der Mündung dieser Zweigschlucht zeigt sich nun im unmittelbaren Liegenden des Süsswassermergels eine bis 2 Fuss mächtige Schicht „blättrigen Lignits“, woraus Verf., sowie aus einer dieser unmittelbar

überlagernden Schicht feingeschichteten, weisslichgrauen, thonigen Mergels unter zahlreichen Resten folgende Pflanzen sicher bestimmen konnte: *Trapa natans*, *Alnus glutinosa*, *Acer platanoides* und *Najas marina*.

In dem Süsswasserkalk fand Verf. an anderen Stellen der Hauptschlucht und deren Abzweigungen: *Valvata piscinalis*, *Planorbis limophilus*, *Succinea oblonga* in zahlreichen Exemplaren. **O. Zeise.**

E. Fraas: Über pleistocäne Bildungen im schwäbischen Unterlande. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 48. 1896. 696.)

Im Neckar- und Enzgebiete werden unterschieden eine Hochterrasse (16—25 m über dem Wasserspiegel) und Deckenschotter in 80—110 m über der Thalsohle; die Niederterrasse steckt in der Thalsohle.

Der Bahneinschnitt hinter dem Kursaal im Sulzerrain entblösst das folgende Profil: Zu unterst Neckarkies, oft nagelfluhartig, 20—22 m über dem Neckarspiegel. Hierauf Lehm, welcher nach S. und SO. mächtig anschwillt und dort das Mammuthfeld von Cannstatt bildet. Dass dieser Lehm eine eigenartige Entstehung hat, wurde durch den Einschnitt der Bahn an der Winterhalde gezeigt. Die Gypsmergel des Untergrundes waren gestaucht, und über ihnen lagerte ein moränenartiger Schutt der verschiedenen Keuperschichten mit zahllosen Blöcken der härteren Sandsteinhorizonte. Hier fanden sich viele Knochen diluvialer Säugethiere, theilweise fest mit dem Material verkittet. Das Ganze deckt der echte Lösslehm. Nach FRAAS hat man es nicht mit glacialem Schutt, sondern mit einer Mure zu thun, zu deren Erklärung vorausgesetzt wird, dass seit der Diluvialzeit die Denudation der benachbarten Berge mehrere Hundert Meter beträgt und der Steilrand des Berges bedeutend zurückgegangen ist.

Nach unten wird das Material immer feiner und geht an den Rändern in feinen, lacustrisch gebildeten Schlamm über, der Ostracoden und viele Schnecken enthält. Von letzteren wird ein Verzeichniss gegeben.

Die sogen. Sauerwasserkalke der Cannstatter Mulde sind im Bahneinschnitt durch diese lacustren Auswaschungen des „Mammuthlehms“ von der Hochterrasse getrennt, jedoch sind ihre untersten, sandigen Lagen schon in Bildung begriffen gewesen; die Ostracodenschichten greifen in diese gleichsam ein. Auf den Sauerwasserkalken lagert Lösslehm, der als jünger bezeichnet und als Abschwemmung der auf dem Plateau befindlichen Lösslage angesehen wird. Er enthält aber deutliche Lagen von Lösskindln und zahlreiche Reste von diluvialen Säugethiern. Bemerkenswerth sind auch die postglacialen Störungen im Profil. **E. Koken.**

Capellini: Rubble-drift e Breccia ossifera nell' Isola Palmaria e nei dintorni del Golfo di Spezia. (Mem. Accad. Bologna 1895. 13 p.)

An die Rubble drift von Prestwich erinnert auch die Breccie von Palmaria, von Santa Teresa, Biassa und vom Monte Rocchetta. Wie die

erstere enthalten auch diese Ablagerungen Reste von Landthieren und Spuren des palaeolithischen Menschen. Alle diese Bildungen sind verursacht durch eine gewaltige, seismische Bewegung, die sich auf einen grossen Theil der atlantischen Küste, das ganze Mittelmeerbecken und die Gegend des persischen Meerbusens erstreckt hat. Local werden diese Ablagerungen bedeckt von Alluvionen, die eine neuerliche Hebung des Landes voraussetzen und der neolithischen Periode, oder dem Magdalénien angehören. Diese jüngeren Schichten sind auch in der Grotta dei Colombi auf der Insel Palmaria vertreten.

M. Schlosser.

A. P. Brigham: Glacial flood deposits in Chenango Valley. (Bull. Geol. Soc. Am. 8. 1896. 17—30. 1 Pl.)

Die nach Süden dem Susquehanna zuströmenden Flüsse, der Chenango und Unadilla, haben im Mittel 5 Fuss Fall auf 1 engl. Meile, während die nordwärts gerichteten Flüsse, der in den Ontario mündende Oneida und die dem Mohawk zufließenden Oriskany und Saquoit ein Gefälle von ungefähr 30 Fuss auf 1 Meile besitzen. Die Wasserscheide zwischen dem Chenango und Oriskany liegt bei Bouckville in einer Höhe von 1147 Fuss.

Unter den fluvio-glacialen Bildungen des Chenango-Thales unterscheidet Verf.: Kames, Eskers, Frontal Terraces, Kame Terraces und Valley Train.

Die Kames, welche zur Endmoräne gehören und als randliche fluvio-glaciale Ablagerungen aufgefasst werden, wurden in der Thalfläche bei Oriskany Falls an den Rändern einer gewaltigen Eiszunge gebildet und entstanden nach und nach, indem sie von dem Thal Besitz nahmen, sobald das Eis dasselbe verlassen hatte.

Die Eskers sind in dem untersuchten Gebiete nicht häufig, denn der einzige wirklich bemerkenswerthe liegt in dem Thale des Wheeler's Brook zwischen Brisbin und Greene. Er verläuft von Nord nach Süd und dann in Südsüdwestrichtung und zeigt verschiedene Windungen, so dass die SHALER'sche Bezeichnung „serpent Kame“ auf ihn passt.

Sehr schön entwickelte Stirn-Terrassen (Frontal Terraces) liegen bei Solsville gerade nördlich von der Wasserscheide zwischen dem Oriskany- und Chenango-Flusse. Sie schliessen sich unmittelbar an die Kames an und besitzen eine schwache Neigung nach Westen, während der Oriskany-Fluss sich ein schmales Bett in östlicher Richtung in dieselben eingegraben hat.

Die Kame-Terrassen kommen in dem schwachgeneigten, mittleren und unteren Chenango-Thale vor.

Tiefbohrungen, die in dem Thalzuge durch die Aufschüttungsproducte bis zum anstehenden Gestein geführt wurden, zeigen, dass das Felsbett des Chenango von Binghamton aus allmählich nach Norden zu, entgegen der heutigen Flussrichtung, sich senkt.

Aus seinen Beobachtungen zieht Verf. folgende Schlussfolgerungen:

1. Das Eis zog sich verhältnissmässig schnell mit Unterbrechung von einigen wichtigeren Pausen aus dem Chenango-Thal zurück, machte

jedoch an der Südgrenze des Mohawk-Bassins einen längeren Halt, so dass mächtige Aufschüttungen am Rande stattfinden konnten.

2. Die nur schwach südliche Neigung des Chenango-Thales begünstigte den Stau der Gletscherschmelzwasser und die Bildung der Kame-Terrassen.

3. Der Rückzug des Eises war verbunden mit der Entstehung von Eiszungen.

4. Die abgelagerten Moränen zeigen den Kame-Typus und sind an ihrer Stirn von Terrassen begleitet, von denen einige als echte Delta-bildungen erscheinen.

5. Für die Entstehung von Eskers war in diesem Gebiete wenig Gelegenheit vorhanden.

6. Bei der Abschmelzung des Eises entstanden keine tiefen und stark strömenden Wasser; dafür sprechen die Anhäufungen im Thalzuge.

7. Seeartige Bedingungen herrschten in dem Thalzuge von Binghamton bis zum Beginn des Thales während einer langen Periode. Es wurden während derselben mächtige Thonablagerungen gebildet.

F. Wahnschaffe.

R. S. Tarr: Former extension of Cornell Glacier near the southern end of Melville Bay. (Bull. Geol. Soc. Am. 8. 1896. 251—268.)

Im Gegensatz zu den von CHAMBERLIN und SALISBURY vertretenen Anschauungen, dass an der Westküste von Grönland ein grosser Theil der höchsten Erhebungen auf den Inseln und Halbinseln während der Eiszeit von der Bedeckung des Inlandeises frei blieben, steht nach Ansicht des Verf.'s der Annahme nichts im Wege, dass das gesammte Land früher vom Inlandeise bedeckt war, indem letzteres sich bis zur Meeresküste ausdehnte und einst mit der Eisdecke von Baffinland sich verband. CHAMBERLIN und SALISBURY stützten sich bei ihrer Beweisführung auf das Vorhandensein eines driffreien Gebietes am Inglefield-Golf und auf die rauhe Topographie eines Theiles der grönländischen Küste. Da TARR das Gebiet des Inglefield-Golfes nicht aus eigener Anschauung kennt, so geht er nur auf den zweiten Punkt der Beweisführung näher ein. Nach ihm soll der Unterschied in der Topographie zwischen den tiefer gelegenen, wohl gerundeten Bergformen, den Thalböden und flachen Hügeln und den rauhen Spitzen der höher gelegenen Gebiete durch die ungleiche Wirksamkeit der Denudation hervorgerufen worden sein. Diese wirkte auf die höher gelegenen Bergspitzen sowohl vor als auch nach der Eiszeit stärker ein als auf das flache Hügelland. Der Angriff des Gletschereises auf die hohen Spitzen muss ein viel geringerer gewesen sein, da dieselben sowohl beim Herannahen als auch beim Rückzuge der Eisdecke lange Zeit hindurch als Nunataks herausgeragt haben müssen.

Die obere Nugsuak-Halbinsel bietet unmittelbare Beweise dafür, dass ihre höheren Theile mit den rauhen Oberflächenformen einst vom Inlandeise überschritten wurden, denn Verf. fand in Höhen von 1000—2600 Fuss transportirte Glacialgeschiebe und Fetzen von Geschiebelehm. Die rauhe

Oberflächenbeschaffenheit ist zum Theil auf die postglaciale Verwitterung und Erosion, die in diesen hohen Breiten in ausserordentlichem Maasse wirksam sind, zurückzuführen, aber der Hauptsache nach ist sie ein Erbtheil der Präglacialzeit, weil die abschleifende Thätigkeit des Eises nicht ausreichte, um die präglacialen Züge der Oberflächenentwicklung zu verwischen.

Der Schurman-Nunatak erhebt sich auf der Ostseite 460, auf der Westseite 1000 Fuss über die Oberfläche des Cornellgletschers, und auf dem Gipfel des ersteren fanden sich transportirte Geschiebe, darunter ein Schiefer mit deutlichen Glacialschrammen. Auf Devils Thumb, 5 Meilen vom gegenwärtigen Eisrande, überschritt der Gletscher eine Erhebung von 2650 Fuss, so dass mit Berücksichtigung der Tiefe des Fjords die Eisdecke dort eine Dicke von 4000 Fuss besessen haben muss.

In der Moräne am Ende des Nordarmes des Cornellgletschers wurden die Schalen von jetzt im Fjord lebenden Conchylien (*Saxicava* und *Mya*) aufgefunden. Später wurden sie bis zu 586 Fuss über dem Meere und 4—5 Meilen von demselben entfernt theils in der Moräne, theils im Eise selbst nachgewiesen. Daraus folgt, dass sie vom Eise aufgenommen und transportirt sein müssen, und dass letzteres über einen alten Seeboden vorrückt.

Die Moräne am Fusse des Cornellgletschers besteht aus einem sehr geschiebereichen Lehm. Die Blöcke werden der Hauptsache nach durch Gneiss gebildet, aber es kommen auch zahlreiche porphyrische, rothe Granite, Schiefer und Quarzite vor, deren Heimath irgendwo östlich vom Eisrande gelegen sein muss. Die Verbreitung dieser Geschiebe diente namentlich zur Feststellung der früheren Ausdehnung des Cornellgletschers. Durch eine Reihe von Marken hat Verf. die gegenwärtige Lage des Eisrandes genau fixirt, so dass in Zukunft durch Revision derselben das Vor- oder Rückschreiten des Gletschers festgestellt werden kann.

Verschiedene Beobachtungen sprechen dafür, dass sich das Inlandeis hier erst in jüngerer Zeit zurückgezogen hat und noch im Rückzuge begriffen ist.

F. Wahnschaffe.

west of the Rann of Kuchh. 27. — GRIMES: Geology of parts of the Myingyan, Magwe and Pakokku districts, Burma. 30. — SMITH: The geology of the Mikir Hills in Assam. 71. — HAYDEN: On the geology of Tirah and the Bazár Valley. 96.

* The Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo, Japan. 8°. [Jb. 1897. I. -427-.]

11. Part 4. 1899. — SEKIYA †: The earthquake Investigation Committee Catalogue of Japanese Earthquakes. 315. — OMORI: Notes on the Earthquake Investigation Committee Catalogue of Japanese Earthquakes. 389.

Berichtigungen.

1894. I. -44- Z. 17 v. u. lies Yenagori, Mino statt Yenagari Mino.
 1898. " -20- Z. 22 v. o. " krystallographisch nicht gemessen statt krystallographisch gemessen.
 1899. " -16- Z. 17 v. o. " Cumberland statt Cornwall.
 " " -28- Z. 13 v. o. " P. JEREMEJEV statt C. JEREMEJEV.
 " " -28- Z. 14 v. o. " Amanans statt Amanaar.
 " " -28- Z. 12 v. u. " 1,95 Li₂O statt 1,95 Si₂O.
 " " -79- Z. 5 v. u. " SiO₂ statt CiO₂.
 " " -92- Z. 20 v. u. " 33 statt 38.
 " " -194- Z. 12 v. o. " L. MC. J. LUQUER statt L. MC. LUQUER.
 " " -196- Z. 14 v. o. " Cuoack statt Cussak.
 " " -210- Z. 7 v. o. " CaO 5,15 statt CaO 5,45.
 " " -211- Z. 12 v. o. " 3—13 des Sep.-Abdr. (p. 1109—1119).
 " " -220- Z. 4 v. o. " JACOBUS M. VAN BEMMELEN statt G. M. VON BEMMELEN.
 " " -232- Z. 2 v. o. " Hamblen Co. statt Hamblon Co.
 " II. -11- Z. 11 v. o. " Antipow statt Antipon.
 " " -17- Z. 17 v. o. " Valleriit statt Valeriit.
 " " -17- Z. 9 v. u. " Fe₂O₃ statt F₂O₃.
 " " -30- Z. 10 v. u. " 0,17 CaO statt 0,17 CuO.
 " " -31- Z. 8 v. u. " MELIKOW statt MELNIKOW.
 " " -31- Z. 17 v. u. " FeS . Cr₂S₃ statt FeS . Zr₂S₃.
 1900. I. -254- Z. 17 v. o. " PIPEROFF statt SIPEROFF.
-