Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

Skwortzow: Soleil, terre et électricité. (Un chapitre de la théorie nouvelle de l'univers. Kharkow 1898. 8 S.)

Verf. giebt hier in kurzen Worten seine Gedanken über seine neue Theorie des Weltalls, die in folgenden Sätzen gipfelt:

Die Fundamentalform der Energie auf Erden ist die elektrische. Alle anderen Energieformen, selbst die Wärme, sind von jener nur abgeleitet oder secundär. Ausdrücke, wie „potentielle Energie" und „latente Wärme" sind abzuthun; denn es giebt nur zwei Formen der Energie: statische und active [actuelle]. Diese beiden Formen sind allen Körpern eigen, aber in verschiedenem Maasse. Bei den festen Körpern z. B., besonders den Krystallen, waltet die statische Form bei weitem vor der anderen vor. Umgekehrt liegt die Sache bei den Gasen; denn das Maass der statischen ergiebt sich aus dem Widerstande, dasjenige der activen aus der Leistung.

Die Erde wird nicht unmittelbar von der Sonne erleuchtet und erwärmt. Sondern die Sonne bewirkt durch ihre elektromagnetische Induction Störungen im Gleichgewichte der der Erde innewohnenden Energie. In den obersten Schichten der Luft entsteht, unter solchem Einflusse der Sonne, die Erscheinung, welche wir Licht nennen, ähnlich wie in den Geissler'schen Röhren. In den tieferen Luftschichten, und zwar im selben Verhältnisse, in dem hier der Widerstand wächst, weichen jene Erscheinungen des Lichtes denen der Wärme. Die flüssigen und festen Bestandtheile der Erde bilden dann gewissermaassen den Hauptaccumulator der Wärme.

Die Energie der Erde resultirt aus der Summe aller Molecularkräfte der Erde. Seit dem ersten Augenblicke der Entstehung der Erde bleibt dieser Betrag an Energie zwar derselbe; aber seit jener Zeit beginnt eine Vermehrung der statischen Energie und eine Verminderung der activen. Auf dem Monde ist dieser Zustand noch weiter vorangeschritten. Man

kann diese Umwandlung der activen Energie in statische bezeichnen als Akinetisation der Materie oder Materialisation der Energie.

Die Erwärmung von Luft, Wasser und Erde entsteht dadurch, dass die Sonne hier elektromagnetische Ströme erregt. Auch das Erdinnere erhält seine Wärme nur auf diesem Wege; man ist daher nicht zu der Annahme gezwungen, dass die Erde im Innern sich in höchster Glühhitze befinde. Alle vulcanischen und seismischen Erscheinungen finden auf solche Weise ihre Erklärung in Vorgängen, welche sich in einer wenig mächtigen und oberflächlichen Schichte der Erdrinde vollziehen. Bei der Annahme, dass die innere Wärme der Erde durch elektromagnetische Ströme erzeugt wird, erklärt es sich auch leicht, warum besonders die Continente erwärmt werden und nicht die Oceane; denn letztere sind mit einem guten Leiter der Elektricität erfüllt.

Wie Faraday zeigte, werden Inductionsströme erzeugt durch jede Art von Änderung in Stärke, Richtung und Lage des inducirenden Stromes. Das aber ist hier der Fall, da sich die Erde unaufhörlich um ihre Axe und zugleich in wechselnden Entfernungen und Geschwindigkeiten um die Sonne dreht, während auf der Sonne selbst stete Änderungen ihres inducirenden Stromes stattfinden. Sehr wichtig ist hierbei der Umstand, dass die atmosphärische Hülle der Erde dielektrisch ist.

Es müssen nun aber auch thermoelektrische Ströme auf der Erde dadurch erzeugt werden, dass die Erwärmung der Oberfläche der letzteren unaufhörlich wechselt. Infolge dieses letzteren Umstandes stellen die oberen wasserdurchtränkten Schichten der Erdrinde eine ungeheure thermoelektrische und galvanische Batterie dar. Diese wieder erzeugt chemisch-physikalische Processe, durch welche die Metamorphose der Gesteine, Verwerfungen und die Äusserungen des Vulcanismus entstehen. Auch die verschiedene Stärke des Druckes, welchem die Schichten in senkrechter und wagerechter Richtung unterworfen sind, im Vereine mit der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Gesteine begünstigen das Entstehen solcher Ströme.

Aber noch weitere Ursachen giebt es, durch welche Entstehung, Richtung und Stärke dieser Ströme der Erde beeinflusst werden. Dahin gehören einmal die chemischen Processe, die sich im Wasser, besonders dem salzigen, wie in den Gesteinen vollziehen. Sodann die Verdampfung und Condensirung des Wassers, Bildung und Fall des Schnees. Weiter die Gezeiten, welche der Ausdruck der elektromagnetischen Induction von Seiten des Mondes und der Sonne sind. Endlich die Strömungen der Luft und des Wassers, welche ja durch die Unterschiede des Potentials der Energie erregt werden; denn die Strömungen verursachen Reibungen untereinander, am Wasser, an der Luft, am Festlande.

[Ob diese Hypothese das Richtige trifft, das wird die Zeit lehren. Einstweilen wird man ihr zugestehen müssen, dass sie die bekannten Thatsachen von einem einheitlichen Gesichtspunkte aus und in consequenter Weise zu erklären versucht. Unlogisches kann man ihr nicht vorwerfen. Man wird auch sagen können, dass sie in heutiger Zeit unserem Ohre nicht etwa ungeheuerlich klingt, sondern im Gegentheil gewissermaassen in der

Luft liegt. Vom geologischen Standpunkte aus hat sie gewisse Vortheile: Dass sie das Dasein flachliegender isolirter Schmelzherde ermöglicht; den in verschiedenen Gegenden so verschiedenwerthigen Betrag der geothermischen Tiefenstufe in natürlicher Weise erklärt; für die Metamorphose der Gesteine etc. einen Grund angiebt; endlich, dass sie die Erscheinungen des Vulcanismus ganz unabhängig von einer inneren Feuersgluth der Erde erklärt. Ref.] **Branco.**

N. H. Darton: Geothermal Data from Deep Artesian Wells in the Dakotas. (Amer. Journ. of Sc. **155.** 161—168. 2 Karten. 1898.)

Verf. giebt zunächst eine Zusammenstellung der Temperaturen, die das Wasser zahlreicher artesischer Brunnen im östlichen Süd-Dakota und Nord-Dakota besitzt, und berechnet sodann aus diesen Temperaturen die geothermische Tiefenstufe. Die Grösse der Tiefenstufe schwankt in diesem Gebiet in auffallend weiten Grenzen und sinkt bei Fort Randall im Mississippi-Thal (Süd-Dakota) auf $17\frac{1}{2}'$ für 1^0 F., während sie an anderen Stellen 45′ erreicht; eine Verbindung der Stellen mit annähernd gleicher Tiefenstufe lässt eine Gesetzmässigkeit in diesen Verhältnissen erkennen. Verf. erblickt sie in den geologischen Verhältnissen. Wasserführend ist in diesem Gebiet der Dakota-Sandstein, der krystalline Schiefer überlagert und von mächtigen Schiefern und Kalken der oberen Kreide bedeckt wird; die Schichten liegen nahezu horizontal oder in einer ganz flachen Synklinale. Trägt man die Oberfläche der liegenden krystallinen Schiefer, die durch die Bohrungen bekannt ist, in die Karte ein, so ergiebt sich, dass die Gebiete mit verhältnissmässig grösserer Tiefenstufe, also mit geringerer Temperaturzunahme, mit Gebieten zusammenfallen, in denen die krystallinen Gesteine näher an die Oberfläche treten. Die Zone der geringsten Temperaturzunahme befindet sich in einem Gebiet, in dem die krystallinen Schiefer einen hohen Rücken unter der Erdoberfläche bilden, während eine zwischen Gebiete mit geringerer Zunahme eingelagerte Zone stärkerer Temperaturzunahme direct einem „Thal“ in der krystallinen Unterlage entspricht. Eine Erklärung dieses Zusammenhanges erscheint vorläufig noch nicht möglich. **Milch.**

R. V. Matteucci: La comparsa di fiamme nel cratere vesuviano. (Rend. Accad. Lincei. Roma. (5.) **7.** Sem. 1. Fasc. 11. 314—315. 1898.)

In den stark erweiterten Vesuvkrater ist der südliche Rand am 9. und 10. April niedergebrochen, und seitdem ein Aufhören der kleinen Explosionen beobachtet, während dafür Dämpfe unter hohem Druck entwichen. Auf diesem heissen Detritus traten Flammen von einigen Metern Höhe und blauer oder grüner Farbe auf, an einer Stelle, die besonders von unten her durchglüht war, sogar Flammenbüschel von 30—50 m Höhe, die von einem Brausen begleitet wurden. Die kleinen Flammen dauerten 19 Tage

und länger als die grösseren. Seit 84 Jahren scheint solch eine Erscheinung zum ersten Male am Vesuv wieder beobachtet zu sein. **Deecke.**

G. de Lorenzo: Ancora del Vesuvio di tempi di Strabone. (Bull. Soc. Geol. Ital. **17**. 257—260. 1898.)

Zur Stütze seiner Ansicht, dass der heutige Aschenkegel bereits vor der pompejanischen Katastrophe bestanden habe, druckt Verf. die Stellen des Strabo ab, und zum Vergleich die Worte desselben Autors über den Aetna, ebenso Worte des Dio Cassius. Er schliesst daraus, dass zu Beginn unserer Zeitrechnung der Berg nicht wesentlich anders ausgesehen habe, als nach dem Ausbruch von 79 n. Chr. **Deecke.**

T. A. Jagger jr.: Some Conditions affecting Geyser Eruption. (Amer. Journ. of Sc. **155**. 323—333. 1898.)

Von der Anschauung ausgehend, dass in den heissen Quellen und Geysirs des Yellowstone-Parks die in der höheren Umgebung eingedrungenen Sickerwässer, erhitzt durch noch nicht völlig abgekühlte Laven unter der Erdoberfläche, zu Tage treten und daher den Gesetzen des hydrostatischen Druckes gehorchen, kommt Verf., gestützt auf Versuche mit dem Wiedemann'schen Apparat zur Darstellung des Geysir-Phänomens, zu folgenden Ergebnissen:

Der Wasseraustritt aus den heissen Quellen wird ausschliesslich durch den hydrostatischen Druck hervorgebracht; das Überfliessen hält unter Umständen noch an, wenn eine Änderung in den Zufluss- oder Ausströmungsbedingungen durch veränderte Regenmengen, Öffnung neuer Canäle etc., eine entgegengesetzte Tendenz hervorruft: dies führt zu einem kritischen Punkt, der für die Art der Entfernung des Wassers aus der Röhre bedeutungsvoll wird und aus der heissen Quelle einen Geysir macht.

Geysirs mit unregelmässiger Thätigkeit sind durch immerwährendes Ausfliessen des Wassers aus der Röhre charakterisirt (Typus Excelsior); kühleres Wasser ersetzt regelmässig das abfliessende wärmere, eine Eruption kann daher nur zu Zeiten des geringsten Zuflusses von kaltem Wasser eintreten, da nur dann eine Überhitzung möglich ist. Geysirs mit regelmässiger Thätigkeit lassen Wasser nur während der Eruption überfliessen (Typus Old Faithfull); ihnen wird daher kälteres Wasser nur nach der Eruption zugeführt, woraus sich bei gleichbleibender Wärmequelle die Regelmässigkeit der Intervalle zwischen den Eruptionen erklärt. Die Verkürzung der Intervalle zwischen den Eruptionen und die längere Dauer der Eruption selbst durch das „Seifen" der Geysire werden der Eigenschaft der Seifenlösung zugeschrieben, Dampfblasen langsamer aufsteigen zu lassen und ihr Entweichen aufzuhalten, so dass sie sich an der Oberfläche der Wassersäule und in der Röhre selbst ansammeln.

Milch.

L. Pfaundler: Über einen Erdbeben-Registrator mit elektrisch-photographischer Aufzeichnung des Zeitmomentes des Stosses. (Sitzungsber. Wien. Akad. **106**. 551—561. 3 Fig. 1897.)

Pfaundler's Registrator besteht aus vier, an getrennten Orten aufgestellten und nur durch Leitungsdrähte verbundenen Apparaten. Durch jeden Stoss, der die Grundplatte eines Contactapparates trifft, wird der elektrische Strom geschlossen, der die Glühlampen des Apparates einen Moment aufleuchten lässt. Diese beleuchten das Zifferblatt einer Uhr, die sich in einem sonst verdunkelten Raume gegenüber einer photographischen Camera befindet. Auf diese Weise wird das Bild des Ziffernblattes im Momente des Erdstosses auf der Platte fixirt, während eine nochmalige Belichtung durch anderweitige Vorrichtungen ausgeschlossen ist. Der starke Strom wird noch für ein Läutewerk in Anspruch genommen.

Der Apparat, dessen tägliche Bedienung sich auf einmaliges Aufziehen der Uhr beschränkt, hat in dem halben Jahre seit seiner Aufstellung im physikalischen Institute in Wien zuverlässig functionirt. **Leonhard.**

H. Credner: Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1889—1897, insbesondere das sächsisch-böhmische Erdbeben vom 24. October bis 29. November 1897. (Abh. math. phys. Cl. der k. sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig. **24**. 317—397. 5 Taf. 2 Textkärtchen. 1898.)

Es sind 22 Beben, welche uns Verf. vorführt und bespricht. Die eingehendste Behandlung aber findet der Bebenschwarm, welcher vom 24. October bis 29. November 1897 über Sachsen-Böhmen hereingebrochen war. Er begann mit dem Beben vom 24.—25. October, welches um 3 Uhr Abends seinen Höhepunkt fand und dann rasch abschwoll, um am 26. October wieder etwas zuzunehmen und nun, bald anwachsend, bald abnehmend, bald ganz aussetzend, bis zum 29. November sich hinzuziehen.

Das Ausgangsgebiet gehört dem südlichen Vogtlande, und zwar wesentlich dem Elstergebirge an. Auf die Form der Schüttergebiete und die relative Intensität hat der allgemeine geologische Aufbau der betroffenen Gegenden keinen nennenswerthen Einfluss geübt. Aber die rasch wechselnde geologische Zusammensetzung, die local sich häufenden Dislocationen haben, je nachdem, ablenkend, abschwächend oder verstärkend gewirkt. Die beiden, das Erschütterungsgebiet durchsetzenden gewaltigen Dislocationen: der erzgebirgische Abbruch, die Böhmerwald-Dislocation, haben auch nur insofern gewirkt, als die Bebenwellen, welche in spitzem Winkel gegen beide Bruchlinien herankamen, durch letztere bis zu grösserer Entfernung fortgeleitet wurden.

Von 38 Beben, welche Verf. seit 1875 in Sachsen untersuchte, gehen nicht weniger als 22 vom Vogtlande aus. Somit ist dieses als chronisches Schüttergebiet zu bezeichnen. Der südliche Theil des Vogtlandes nämlich

ist geradezu mosaikartig zertrümmert, indem er von zwei verschiedenen Seiten her dem Drucke zweier Faltensysteme ausgesetzt war: den NO.- und NW.-streichenden Falten des erzgebirgischen und des thüringischen Gebirges. Wenn es sich somit hier entschieden um tektonische Beben handelt, Verf. lehrt uns doch die merkenswerthe Thatsache, dass dieses vogtländische Gebiet durch seine Tektonik immerhin nur zu Erderschütterungen prädisponirt gemacht ist. Die directe Veranlassung zu diesen letzteren dagegen wird gegeben durch meteorologische, klimatische, möglicherweise auch kosmische Ursachen. Diese sind es, welche die unterirdischen Zerreissungen und Lagerungsstörungen hervorrufen, durch welche diese Beben dann entstehen. Hervorzuheben ist schliesslich der Nachweis, dass sich in Zahl und Intensität der Erschütterungen eine Periode erkennen lässt, die sich in die Monate September bis März und die Tagesstunden von 8 Uhr Abends bis 8 Uhr Morgens concentrirt. — Fünf Tafeln und zwei Kärtchen erläutern die sehr interessante Arbeit. **Branco.**

F. Schröckenstein: Aufzeichnungen über das böhmisch-sächsische Erdbeben im October und November 1897. (Sitzungsber. böhm. Ges. d. Wiss. Mathem.-naturw. Cl. **64.** 1—8. 1897.)

Das Erdbeben, welches im Herbst 1897 das südwestliche Erzgebirge sammt den angrenzenden Gebieten betraf, umfasst eine Periode von 32 Tagen: 23. October bis 23. November. Die Zahl der gemeldeten Stösse ist ausserordentlich gross, dagegen die Stärke nach Schröckenstein sehr gering [die heftigsten Stösse dürften nach den Angaben etwa dem 6. Grade der Stärkeskala entsprechen].

Schröckenstein unterscheidet zwei Phasen:

a) 23. X.—6. XI. Das Beben beschränkt sich auf das im S. und O. von Graniten begrenzte krystalline Schiefergebiet von Bleistadt, Graslitz, Falkenstein, Ölsnitz, Elster, Asch. Es schneidet am Granit scharf ab, während es nach N. und W. ausläuft. Das Epicentrum liegt sehr südöstlich bei Graslitz-Untersachsenberg. Schwach beginnend erreicht das Beben am 29. X. seine grösste Ausdehnung (850 qkm) und Stärke.

b) 7. XI.—23. XI. Am 7. XI. erfolgt ein heftiges Beben, welches sich über 1200 qkm erstreckt, nach NW. bis Plauen reicht und im SO. auch den Granit von Karlsbad und Eger betrifft. Nach einigen Tagen grösserer Ruhe werden in ähnlicher Ausdehnung erst wieder am 16. XI. stärkere Stösse verspürt. Am 17. bezw. 23. XI. erreicht das Beben sein Ende.

Die Richtung war in der ersten Phase N.—S., während von der zweiten SO.—NW. gemeldet wird. Bemerkenswerth ist das Verhalten des SO.-Granitwalles, der in der ersten Phase als scharfe Grenze, in der zweiten dagegen als Ausgangspunkt der Beben auftrat.

[Dasselbe Erdbeben behandelt ausführlicher H. Credner (vergl. das vorhergehende Referat). Seine vollständige Darstellung weicht zum Theil

recht erheblich von derjenigen SCHRÖCKENSTEIN's ab, so die Eintheilung in vier Phasen: 1) 24. X.—29. X. a. m., 2) 29. X. p. m.—3. XI., 3) 3. XI.—14. XI., 4) 15. XI.—29. XI. etc. Ref.] Volz.

R. Chalmers: The Pre-Glacial Decay of Rocks in Eastern Canada. (Amer. Journ. of Sc. **155**. 273—282. 1898.)

Aus der Anwesenheit von präglacialen Verwitterungsproducten (sedentary beds = verwitterte Gesteine in situ, modified = umgelagert, gewöhnlich durch Wassertransport, in dem untersuchten Gebiet nicht selten goldführend), die sich in sehr wechselnder Mächtigkeit und Ausdehnung, aber weit verbreitet in Ostcanada unter dem Geschiebethon finden, schliesst Verf., dass die Oberfläche des Landes vor der Vergletscherung von einem mächtigen Mantel derartiger Zerfallproducte bedeckt gewesen sein muss und ungefähr dasselbe Bild dargeboten hat, wie jetzt die Gebiete südlich der Grenze der Vereisung, von dem es sich jetzt durch lebhaftere Denudation, theilweise Ausfüllung der Thäler durch den Geschiebethon etc. unterscheidet. Wenn auch die präglacialen Verwitterungsproducte das Hauptmaterial für die Grundmoräne geliefert haben, so beweist doch die Erhaltung von derartigen lockeren Bildungen, die in geschützten Thälern oft sehr bedeutende Mächtigkeit erreichen, unter dem Eise, dass diesem keine so stark erodirende Kraft in diesen Gebieten zuzuschreiben ist, wie bisweilen angenommen wird.

Milch.

T. G. Bonney: Notes on some small Lake-Basins in the Lepontine Alps. (Geol. Mag. London. (4.) **5**. 15—21. 1898.)

Verf. beschreibt vier kleine Seebecken aus der Gotthard-Gegend, nämlich den südlich der Val Bedretto gelegenen Lago Tremorgio und die zum hydrographischen System der Val Piora gehörigen Lago Tom, Lago Ritom und Lago Cadagno als Beispiele echter Felsbecken. Er macht einige kurze Angaben über die sie umgebenden Gesteine und erläutert ihre Lage an der Hand zweier kleiner, offenbar der FRITSCH'schen Gotthard-Karte entnommener Kärtchen. Drei der Seebecken liegen in echten Karen. Für sie ist Verf. geneigt als Entstehungsursache Gletschererosion anzunehmen. Schwieriger ist es nach ihm, die Entstehung des grössten dieser Becken, des Lago Ritom, zu erklären. Doch hält er auch hier dieselbe Bildungsart für wahrscheinlich.

Interessant ist die Beobachtung, dass man von dem niedrigen, Fongio genannten Vorsprung westlich der Val Piora deutlich erkennt, dass auch die Val Bedretto in beträchtlicher Höhe über dem heutigen Thalboden eine Art Terrasse besitzt, unterhalb welcher die Abhänge viel steiler sind, eine Erscheinung, die nach den Beobachtungen des Verf., des Ref.[1] und

---

[1] Prachtvoll ist eine solche Felsterrasse in der oberen Val di Genova (Adamello-Gruppe) entwickelt, wo Ref. sie im letzten Sommer beobachtete.

vieler anderer Forscher in einer sehr grossen Zahl von Thälern aller Theile der Alpen wiederkehrt. **Wilhelm Salomon.**

H. W. Monckton: On some Gravels of the Bagshot District. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. **54.** 184—195. 1898.)

In einer früheren Arbeit hatte Verf. den Nachweis zu erbringen versucht, dass die Schotter und Kiese der Hügel und Thäler südlich der Themse zwischen Guilford und Newbury fluviatile Ablagerungen seien. Er sucht jetzt denselben Beweis für die Schotter- und Kiesablagerungen aller Niveaus des Themse-Thales zu führen im Gegensatz zu Irving und Prestwich, die für einen Theil dieser Bildungen marine Entstehung für möglich halten.

In dieser Hinsicht macht er darauf aufmerksam, dass in den betreffenden Ablagerungen an zahlreichen Stellen grössere, eckige, nicht oder doch nur wenig durch Wassertransport abgerundete Blöcke auftreten, von denen er annimmt, dass sie durch Flusseis transportirt worden seien. [Im Neckarschuttkegel in der Rheinebene bei Heidelberg sind derartige, zweifellos von Flusseis dorthin getragene, eckige Blöcke eine überaus häufige Erscheinung. Ref.] Zum Theil bestehen diese Blöcke aus Feuerstein, zum grösseren Theile aber sind es „Sarsen-stones“[1]. Verf. beschreibt sehr ausführlich eine grosse Anzahl von Fundorten solcher Blöcke in allen möglichen Niveaus, theilt auch Profile der betreffenden Ablagerungen mit und kommt zu dem Ergebniss, dass sich in der untersuchten Gegend irgendwelche marine Spuren nicht nachweisen lassen. Er glaubt, aus der Thatsache, dass Flusseis als Transportmittel der Blöcke diente, darauf schliessen zu können, dass die Ablagerung der betreffenden Schichten während der ganzen Glacialperiode (im weitesten Sinne) andauerte. **Wilhelm Salomon.**

Petrographie.

F. Loewinson-Lessing: Études de pétrographie générale avec un mémoire sur les roches éruptives d'une partie du Caucase Central. 404 u. XL S. (russ.) u. 7 S. Résumé (franz.). 5 Taf. (Travaux de la Soc. des Nat. de St. Pétersbourg. **26.** livr. 5. 1898.)

Wie dem sehr kurzen Résumé (nach Verf.'s eigenen Worten eigentlich nur eine Aufzählung der von ihm behandelten Fragen) zu entnehmen ist, entwickelt Verf. zunächst chemische Formeln für jedes Eruptivgestein als Ausdruck seiner chemischen Zusammensetzung und giebt auf dieser Grundlage eine chemische Classification der Eruptivgesteine

---

[1] Es sind das grosse, unregelmässig über die Felder des südlichen England, namentlich der Grafschaften Dorset und Wilt, verstreute Blöcke von Sandstein oder Conglomerat, die von den Bauern auch „Druid stones“ oder wegen ihrer Aehnlichkeit mit ruhenden Widdern, „Grey Wethers“ genannt werden. Ref.

(dies. Jahrb. 1898. II. -55 ff.-). Er betrachtet sodann alle Eruptivgesteine vom Standpunkte der chemischen Zusammensetzung, nicht von dem der Entstehung, als Mischungen von 4 Grundmagmen, die er als „magma feldspatique, magma péridotique, magma pyroxénique und magma quartzeux“ bezeichnet, soweit sie nicht eines dieser Magmen rein darstellen. Er unterscheidet demgemäss unter den Gesteinen reine oder Grundmagmen und gemischte Magmen; die letzteren zerfallen in prototektische (Mischungen der Grundmagmen) und deuterotektische (aus gemischten Magmen bestehend). Als isotektisch bezeichnet er Magmenreihen, die 2 Endglieder nach Art isomorpher Mischungen durch Mischungsglieder, welche die Endglieder in beliebigen wechselnden Verhältnissen enthalten, verbinden.

Als Ursache der magmatischen Differenzirung (zerlegt in die statische oder Tiefendifferenzirung und die Differenzirung während des Emporsteigens der Magmen) erkennt Verf. nur die Einschmelzung grösserer Massen des Nebengesteins an, die Differenzirung selbst findet wesentlich durch Liquation statt; für die Differenzirung durch Krystallisation (Reihenfolge der Ansscheidung der Gemengtheile) macht er auf die eigenthümliche Thatsache aufmerksam, dass das specifische Volumen der farbigen Gemengtheile kleiner, das der feldspathigen Gemengtheile grösser ist als das aus ihrer Zusammensetzung berechnete, theoretische specifische Volumen. Druck unterstützt daher die Ausscheidung der farbigen Gemengtheile im Magma und trägt somit vielleicht zu der frühen Ausscheidung dieser Minerale bei.

Ein dritter Abschnitt enthält im wesentlichen die schon dem Petersburger Geologen-Congress unterbreiteten, aber offenbar erweiterten Vorschläge zur Nomenclatur und Classification der Eruptivgesteine (dies. Jahrb. 1898. II. -55-).

Der zweite Haupttheil beschäftigt sich mit den Eruptivgesteinen eines Theiles des centralen Kaukasus: in den Gebieten der Assa, Kolotanis, der Aragva der Pschawen und der Aragva der Chevsuren werden 2 Eruptivformationen unterschieden: die Diabasformation von Tschaokhi und Rochka, charakterisirt durch sehr wechselnde Augitporphyrite und eine taxitische Lava und die Diabas-Metadiorit-Formation aus den Gebieten der Assa und Kolotanis, charakterisirt durch Diabase, Gänge von Porphyrit, Diorite und Metadiorite (amphibolisirte Diabase). Als Porphyritoide werden gangförmig auftretende metamorphe Gesteine bezeichnet, deren Zugehörigkeit zu primären Schiefern oder Porphyriten unentschieden gelassen werden muss. Am Contact der intrusiven Diabase und Porphyrite treten basische Hornfelse auf, die als Producte der Verschmelzung der Schiefer und des Diabasmagmas betrachtet werden. Bei der Besprechung metamorpher Gesteine entwickelt Verf. seine Überzeugung, dass Amphibolitisirung, Skapolithisirung und verwandte Erscheinungen lediglich hydrochemische Phänomene sind und dass die Plasticität der Gesteine unter hohem Druck bisher keineswegs bewiesen ist.

Alte Gesteine.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO^2	49,19	47,32	50,98	47,25	48,80	48,14	45,78	46,27	49,57	48,97	46,02	52,27
Al^2O^3	16,83	14,96	12,89	12,19	18,91	18,70	21,23	16,87	19,59	21,32	16,88	16,07
Fe^2O^3	1,96	5,09	4,21	1,11	—	—	9,57	14,70	13,83	0,58	3,10	2,25
FeO	8,15	9,88	8,87	9,83	9,72	8,55	—	—	—	7,20	7,63	14,48
CaO	12,38	9,50	8,96	11,74	9,40	9,71	8,06	3,73	3,82	4,94	12,35	6,67
MgO	7,50	6,44	4,74	6,76	6,78	9,00	5,81	5,97	7,25	10,55	8,95	1,68
K^2O	—	—	—	0,07	—	—	2,71	0,87	0,36	0,42	—	1,50
Na^2O	3,24	3,15	—	2,20	—	—	3,57	7,86	1,20	2,04	—	3,29
Glühverlust	1,41	2,80	3,13	7,85	4,42	4,46	3,45	3,08	5,19	3,90	3,30	2,05
Summa	100,66	99,14	—	99,00	98,03	98,56	100,18	99,35	100,81	99,92[1]	98,23[2]	100,26

1. Diabas-Gänge aus dem Gebiet der Assa. Frischer Augit und Plagioklas. Chloritische Ausscheidungen.
2. Metadiorit-Gänge aus dem Gebiet der Assa. Schmutzig braungrüne Hornblende. Plagioklase theils frisch und lytomorph, theils pelitisirt.
3. Diorit-Gänge aus dem Gebiet der Assa. Grüne Hornblende und ganz frischer Plagioklas, an manchen Stellen calcitische Ausscheidungen.
4. Schieferiger Metadiorit. Kataklastischer Aufbau. Frischer Feldspath. Schmutzig grüne Hornblende. Grosse Mengen von calcitischen Ausscheidungen.
5. Metadiorit, feinkörnig, theils kataklastisch. Schmutzig braune Hornblende, glasig frischer Feldspath.
6. Metadiorit. Völlig pelitisirter Feldspath.
7. Diabas. Gebiet des Kolotanis.
8. Augitporphyrit von Roschka.
9. Porphyritoid.
10. Hornblendeporphyrit.
11. Augitporphyrit.
12. Albitdiorit.

[1] nicht 99,52. [2] nicht 98,17.

Schiefer, Contactgesteine, Porphyritoide.

	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.
SiO^2 . .	47,24	42,30	73,07	73,27	50,56	61,40	49,10	49,22	55,10	51,42	43,68	43,95	46,20	52,34	40,61
Al^2O^3 . .	15,77	14,65	9,91	9,64	17,89	17,39	26,36	27,24	15,50	10,14	22,04	16,38	20,10	22,17	26,34
Fe^2O^3 .	1,38	3,73	9,72	9,56	10,67	7,13[5]	7,24	7,22	11,67	17,83	13,89	10,42	5,00	0,37	4,56
FeO . .	8,38	6,24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,30	11,71
CaO . .	7,68	11,57	—	—	3,88	1,71	3,48	1,72	0,67	3,56	3,75	7,39	8,24	5,11	7,22
MgO . .	8,20	8,43	2,03	1,74	8,14	2,49	5,98	5,10	4,51	5,68	8,80	10,69	9,00	7,01	6,20
K^2O . .	0,07	0,04	0,91	0,49	0,38	2,56	0,41	0,43	0,42	1,30	0,49	0,26	0,43	—	—
Na^2O . .	2,68	3,81	3,45	3,79	2,03	2,47	2,24	2,12	4,55	4,01	1,72	1,07	1,09	—	—
Glühverl.	9,42	9,76	1,86	1,86	6,06	3,99	5,84	7,41	4,69	5,26	5,80	10,60	10,74	5,43	5,34
Summa .	100,82[1]	100,53[2]	100,95[3]	100,35[4]	99,61	109,14	100,65	100,46	97,11[6]	99,20[7]	100,27[8]	100,76	100,80	98,73	101,98[9]

13. Hauptcontacthornstein.
14. dto.
15. Adinol.
16. dto.
17. Contact.
18. Schwarzer Thonschiefer.
19. Contact, frischer, vorherrschend Schiefer aus einem Diabasgang.
20. Derselbe Contact, zweite Probe.
21. Schwarzer Thonschiefer.
22. Contact des Schiefers No. 21 mit einem Diabasgang.
23. Contact des Ganggesteins No. 10 mit einem Schiefer.
24. Gefleckter Contacthornstein.
25. Starker grauer Gang im gefleckten Gestein No. 24 (Porphyritoid?).
26. Porphyritoid.
27. Schieferiger kataklastischer Porphyritoid.

---

[1] nicht 99,99. [2] nicht 99,91. [3] nicht 100,55. [4] nicht 100,30. [5] nicht 17,13. [6] nicht 100,11. [7] nicht 99,19. [8] nicht 100,17. [9] nicht 100,58.

Feldspäthe.

	28.	29.	30.	31.	32.	33.	34.	35.	36.	37.	38.
SiO^2	50,09	64,18	52,00	50,86	45,11	48,15	59,60	50,52	53,78	53,22	67,66
Al^2O^3.	29,64	21,37	22,95	24,71	28,58	32,38	23,66	31,37	31,19	29,85	18,73
Fe^2O^3.	—	—	0,21	0,95	1,28	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	0,47	1,56	—	—	—	—	—	—	—
CaO	14,09	—	18,50	9,20	18,24	16,09	4,57	13,25	8,02	4,53	—
MgO	1,11	—	0,44	0,48	1,27	0,47	—	—	0,37	1,30	—
K^2O	—	—	0,42	2,80	0,30	0,38	6,21	—	0,84	3,33	8,43
Na^2O.	—	11,30	2,40	4,12	2,52	2,13	3,72	4,13	5,00	4,70	3,75
Glühverlust . .	5,43	0,45	3,24	5,41	2,97	1,18	1,80	0,55	0,88	2,96	0,67
Summa	100,36	97,30	100,63[1]	100,09	100,27	100,78	99,56	99,82	100,08	99,89	99,24

28. Feldspath aus dem Porphyritoid No. 26 pelitisirt, enthält aber auch farblose Theilchen.
29. Albit aus dem Adinol No. 15.
30. Pelitisirter Feldspath aus dem Mugodscharski'schen Gestein.
31. Feldspath aus dem Porphyrit vom Flusse Basboika (Tagil, Ural).
32. Pelitisirter Feldspath aus dem Mugodscharski'schen Gestein.
33. Pelitisirter Feldspath.
34. dto.
35. Feldspath aus dem Gabbro, Höllmühle bei Penig.
36. Feldspath aus dem Gabbrodiorit, Kühler Grund bei Eberstadt.
37. Feldspath aus dem Gabbro, Thalhorn, Vogesen.
38. Orthoklas aus dem Granit, Baveno.

[1] nicht 100,42.

Junge Effusivgesteine.

	39.	40.	41.	42.	43.
SiO^2	66,18	61,90	57,01	56,99	63,61
Al^2O^3	18,71	17,28	19,02	19,58	17,64
Fe^2O^3	1,49	1,70	—	—	1,81
FeO	2,00	5,76	5,82	5,44	2,09
CaO	3,28	4,68	6,92	6,80	5,22
MgO	0,87	2,76	5,47	5,34	3,19
K^2O	2,84	1,80	1,63	1,79	1,28
Na^2O	3,63	2,52	4,49	3,36	4,70
Glühverlust . .	0,72	1,30	0,20	0,13	0,57
Summa	99,72[1]	99,70	100,56	99,43	100,11

39. Dacit, Kalko bei Blo.
40. Andesito-Dacit vom Kasbek.
41. Andesit, gegenüber der Station Mleti (Grusinische Heerstrasse).
42. „ „ „ „ „ „ „
43. Andesito-Dacit bei der Mündung der Tschchera.

Taxite.

	44.	45.	46.	47.
SiO^2	42,49	53,56	62,33	65,23
Al^2O^3	20,04	10,50	15,80	15,41
Fe^2O^3	0,17	0,59	6,14	5,49
FeO	5,31	6,46	—	1,66
CaO	8,95	13,82	6,32	4,92
MgO	7,47	5,90	4,09	1,22
K^2O	0,62	3,27	1,48	1,16
Na^2O	4,96	4,74	4,45	5,18
Glühverlust . . .	7,78	2,86	0,29	0,03
Summa	97,79[1]	101,70	100,90	100,30

44. Taxit von Roschka, Hauptmasse, „pâte englobante“.
45. Dasselbe Gestein, abweichende Gesteinstheile, „enclaves“.
46. Alte taxitische Lava vom Kasbek, rothe Gesteinstheile.
47. Dasselbe Gestein, graue Gesteinstheile.

In den Gebieten des Terek und der Weissen Aragva werden unterschieden:

1. das alte granitische Massiv, mehr oder weniger metamorphosirt und gneissähnlich geworden,
2. alte Gänge (Diabase, Diorite, Porphyritoide), unter ihnen beachtenswerth die Albitdiorite mit säulenförmigem Feldspath und Intersertalstructur,
3. junge Ergüsse, Andesite und Andesitodacite (eine Zwischengruppe mit einem Überschuss von SiO_2 im Magma, aber ohne Entwickelung von Quarzkrystallen).

[1] nicht 98,29.

Unter den sehr wechselnden Andesiten werden Enstatit-Andesite und Andesite mit grossen corrodirten Hornblenden besonders hervorgehoben.

Schliesslich wird an einer Reihe von sogen. „kaolinisirten" Plagioklasen der Nachweis erbracht, dass die Neubildungen nicht Kaolin, sondern verschiedene wasserhaltige Thonerde-Silicate, wasserhaltige Magnesia-Silicate, Zeolithe etc. sind. Verf. schlägt vor, Feldspathe, die diese Umwandelung erfahren haben, als pelitisirt zu bezeichnen.

Der überaus reiche Inhalt des Werkes, auf den das kurze Résumé des Verf. in Verbindung mit dem mehrfach erwähnten, dem Petersburger Congress vorgelegten Aufsatz des Verf. schliessen lässt, macht die ausschliessliche Veröffentlichung in einer nur einem kleinen Theile der Forscher bekannten Sprache doppelt bedauerlich; hoffentlich ist der aus der Kürze des Résumés auf die Absicht einer Übersetzung gezogene Schluss berechtigt, obwohl das Résumé selbst ein derartiges Versprechen nicht enthält.

Auf S. 234—237 wurde der Versuch gemacht, soweit es ohne Sprachkenntnisse möglich war, wenigstens die Analysen zugänglich zu machen; allerdings gelang es Ref. nicht, für einen Theil der analysirten Gesteine die Fundpunkte genauer zu ermitteln, als sie sich aus dem Résumé ergeben.

Die Bestimmung der SiO^2 ergab bei einem Trachyt zwischen Sion und Kobi (Grusinische Heerstrasse) 58,39 %, bei einem Andesito-Dacit vom Kasbek 61,22 %, bei einem Albitdioritgang im Granit der Darial-Schlucht zwischen der Station Lars und der Darial-Brücke (Grusinische Heerstrasse) unmittelbar am Contact 49,87 %, etwas weiter vom Contact entfernt 50,16 %.

Es wurden ausgeführt: von Loewinson-Lessing und Krikmeyer die Analysen 1—6, 11—14, 26, 27, 30, 31, 35—38, 40—43, 46, 47, von Loewinson-Lessing 28, 32—34 und die 4 SiO^2-Bestimmungen, von Makerow 7, 8, 39, 44, 45, von Jastrzembsky 9, 10, 15—25, 29. **Milch.**

R. Brauns: Über Beziehungen zwischen dem Schmelzpunkt von Mineralien, ihrer Zonenstructur und Ausscheidungsfolge in Ergussgesteinen. Temperatur der Laven. (Min. u. petr. Mitth. 17. 485—491. 1898.)

Die Studie, welche veranlasst wurde durch die Arbeit Becke's über Zonenstructur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen, gipfelt in folgenden Sätzen:

1. Die Mineralien können sich nicht bei einer über ihrem Schmelzpunkt liegenden Temperatur ausscheiden.

2. Sie scheiden sich unter ihrem Schmelzpunkt aus, weil durch die anderen, gleichzeitig vorhandenen Substanzen der Schmelzpunkt herabgedrückt wird.

3. Ob ein Mineral aus dem unter des Minerales Schmelzpunkt erkalteten Magma sich ausscheidet, hängt mehr von der Löslichkeit desselben im Magma als von seinem Schmelzpunkt ab.

4. Die Löslichkeit hängt von der Zusammensetzung des Magmas, von der Temperatur und dem Druck, aber nicht von dem Schmelzpunkt ab.

Darum krystallisiren öfters leichter schmelzbare Verbindungen vor schwerer schmelzbaren und daraus ist Ausscheidungsfolge und Zonenstructur der Krystalle zu erklären. Ferner giebt der erste Satz einen Anhaltspunkt für die Temperatur der Laven, denn da diese schon fertig krystallisirte Mineralien enthalten, so muss ihre Temperatur entsprechend dem Schmelzpunkt jener Mineralien beträchtlich unter 1000° liegen. Da Druck auf die Silicate wie Abkühlung wirkt, kann bei gleichen Mineralausscheidungen im Tiefengestein die Temperatur höher sein. **G. Linck.**

Fr. Morano: La conduttività termica nelle rocce della Campagna romana. Misura dei calori specifici e delle densità. (Rend. Accad. Lincei Roma. 7. 2. Sem. 61—68. 1898.)

—, La conduttività termica esterna ed interna nelle rocce della Campagna romana e l'andamento della temperatura nel suolo. (Ibid. 83—89. 1898.)

Der Verf. hat versucht, die specifische Wärme mehrerer Gesteine der römischen Campagna zu bestimmen. Da dieselben ja keine einheitlichen Körper sind, hat er die Methode der Mischungen benutzt. Dann stellte er das wirkliche specifische Gewicht derselben Substanzen fest, wobei deren Durchtränkungsfähigkeit abgezogen war, wesshalb die Zahlen ziemlich niedrig ausgefallen sind. Dann wurde die äussere Leitungsfähigkeit und schliesslich auch die innere bestimmt, um daraus Zahlen für die Wärmeleitung im Boden zu erhalten. Für die nachstehend genannten Gesteine sollen für spec. Wärme (c) und absolutes spec. Gewicht (d) folgende Zahlen gelten:

	c	d
Dichter Kalk von Tivoli	0,2166	2,6971
Faseriger Kalk von Tivoli (sogen. Tartaro)	0,2221	2,4460
Travertin von Tivoli	0,2218	2,4969
Basaltische Lava der Via Appia	0,2034	2,6689
Trachyt von Viterbo	0,2072	2,2318
Peperin von Marino	0,2601	1,8442
Terracotta aus dem Monte Testaccio	0,2168	1,8514
Vulcanischer Tuff von Porta Portese, Rom	0,3308	1,3651

Deecke.

R. Nasini, F. Anderlini e R. Salvadori: Sulla probabile presenza del Coronio e di nuovi elementi nei gas della Solfatara di Pozzuoli e del Vesuvio. (Rend. Accad. Lincei Roma. 7. 2. Sem. 3. 73—74. 1898.)

Bei der spectroskopischen Untersuchung der Gase in der Solfatara hat sich eine Linie gefunden, die mit derjenigen des in der Sonnenatmosphäre vermutheten leichten Elementes Coronium identisch ist. Am Vesuv zeigten

sich ausser den Argonlinien eine Reihe neuer, deren Lage den Stickstoff- und Eisenlinien benachbart ist, vielleicht mit Quecksilber zusammenfällt, aber auch neuen Elementen angehören kann. **Deecke.**

W. Schauf: Über das optische Verhalten von Globigerinen-Schalen. (Bericht d. Senckenbergischen naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1898. 27.)

Recente und fossile Globigerinen-Gehäuse zeigen in allen Kammern u. d. M. im parallelen polarisirten Licht zwischen gekreuzten Nicols die bekannte, aus einem dunklen Kreuz mit farbigen Kreisringen bestehende Interferenzerscheinung. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Auch mit den stärksten Objectiven konnte in den Kammerwänden ein radialfaseriger Bau nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Th. Liebisch.

A. Dannenberg und E. Holzapfel: Die Granite der Gegend von Aachen. (Jahrb. preuss. geol. Landesanst. für 1897. 19 p. 2 Profile. 1898.)

1. E. Holzapfel: Das Vorkommen von Granit. — Der von A. v. Lasaulx (dies. Jahrb. 1886. I. -52—54-) beschriebene Granit von Lammersdorf an der Eisenbahnlinie Aachen—St. Vith wurde mit den benachbarten Schiefern im Jahre 1896 besser aufgeschlossen. Im N. lagern am Granit (der in der Curve der Bahnlinie 238 m breit aufgeschlossen ist), gelbe, rauhe, quarzige Schiefer und schieferige Sandsteine, die nach S. einfallen. Im S. treten hellfarbige, splitterige Quarzite auf; darauf folgen tiefschwarze, milde abfärbende Schiefer, auf den Spaltflächen bedeckt von zahllosen feinen, linsenkorngrossen Knötchen, die aus Eisenkieswürfeln mit einer Hülle von Schiefersubstanz bestehen. Demnächst erscheint Granit, 4,5 m mächtig, im S. begrenzt von den gleichen, hier 20 m mächtigen Knotenschiefern. Dann folgt ein mannigfacher Wechsel von normalen Phylliten mit hellen Quarzitbänken, die an einer Stelle eine kleine, überkippte Mulde bilden. Noch weiter südlich liegt zwischen hellfarbigen Quarziten ein dritter, nur 0,5 m mächtiger Granit. Der Verf. betrachtet die Hauptmasse des Granites als eine stockförmige Intrusivmasse, die beiden kleineren Granite als Apophysen.

Im Jahre 1896 entdeckte J. Winkhold ein zweites ausgedehnteres Vorkommen von Granit im Hilthal an der Grenze zwischen Belgien und Preussen. Hier bildet Granit am Herzogenhügel einen ansehnlichen, steil von der Thalsohle aufsteigenden, etwa 20 m hohen Felsen. Im S. besteht das Nebengestein aus Quarzit, dessen Bänke mit flacher Wölbung nach S. einfallen. Die Lagerung des Granits ist nicht besonders klar; er bildet entweder eine intrusive Masse oder schneidet an einer senkrechten Störung ab.

Dass diese beiden Vorkommen des Granits nicht die einzigen in der Aachener Gegend sind, ergiebt sich aus mehrfachen Funden von losen Blöcken dieses Gesteins.

2. A. Dannenberg: Petrographische Untersuchung der Granite und ihrer Nebengesteine. — Die Granite von Lammersdorf und vom Herzogenhügel stimmen, abgesehen von der Korngrösse, vollständig untereinander überein. Sie bestehen aus Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit, Apatit, Zirkon und vielleicht Titanit mit secundär gebildetem Kaolin, Muscovit und Epidot. Ausgiebigere Epidotbildung scheint mit der Anwesenheit von Schwefelmetallen in ursächlichem Zusammenhang zu stehen. Eine Analyse von L. Schmitz ergab für den Granit vom Herzogenhügel folgende Zusammensetzung: SiO_2 70,28, Al_2O_3 14,93, Fe_2O_3 1,42, FeS_2 1,34, MnO 0,06, CaO 3,29, MgO 0,76, K_2O 2,62, Na_2O 4,57, Glühverlust 1,44; Summa 100,71 (vergl. dies. Jahrb. 1886. I. -53-).

Die Quarzite aus der Nachbarschaft des Granits vom Herzogenhügel lassen zwar deutliche Spuren dynamischer Einwirkung erkennen, aber keine Neubildungen, die auf den Einfluss des Granits zurückgeführt werden könnten. Dagegen sind unter den schieferigen Gesteinen, die diesen Quarziten zwischengelagert sind, typische Knotenschiefer mit sehr feinen sagenitischen Rutilaggregaten (nach F. Zirkel) vorhanden. In Verbindung mit ihnen tritt ein hellgelber Phyllit (Quarz, reichlich Muscovit, Chlorit, Eisenkies) auf. **Th. Liebisch.**

W. Kilian et P. Termier: Contribution à l'étude des microdiorites du Briançonnais. (Bull. soc. géol. de France. **26.** 348—356. 1898.)

Die am Col de Chardonnet auftretenden Feldspathgesteine, welche von Graphitlagern begleitet werden, sind bereits von Elie de Beaumont 1828 und Ch. Lory 1864 beschrieben worden. Die erneute Untersuchung der Verf. ergab, dass das Eruptivgestein in Form von Lagergängen, nicht von Decken auftritt. Sein Alter ist unbekannt. Makroskopisch lassen sich zwei Typen unterscheiden: Typus A zeigt in dunkelgrüner bis schwarzer aphanitischer Grundmasse Hornblendekrystalle von über 1 cm Länge ausgeschieden. Typus B hat eine hellere Grundmasse, in welcher neben Hornblendekrystallen, die nicht so stark entwickelt sind wie in A, reichlich weisse bis hellgraue Feldspathindividuen hervortreten. A sieht aus wie ein Hornblendeporphyrit, während B an das Gestein von Quenast oder gewisse feinkörnige Diabase erinnert. Die genauere Untersuchung lehrt indessen, dass A und B im Wesentlichen dasselbe sind, die gleiche mineralische und chemische Zusammensetzung haben und durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden sind. U. d. M. sind die Einsprenglinge Hornblende und Feldspath stets idiomorph. Erstere ist gewöhnlich frisch, mitunter chloritisirt, der letztere meist ganz kaolinisirt. Wo noch ein frischer Kern vorhanden ist, erweist er sich als Labradorit. Oft haben die Feldspathkrystalle einen schmalen Rand von secundärem Albit. Die Grundmasse besteht aus einem körnigen Gemenge von mehr oder weniger kaolinisirtem Feldspath, Chlorit, Epidot, Zoisit, Calcit und Quarz, der sowohl primär als secundär vorkommt. Auch secundärer Albit ist vor-

handen. Das Gestein wird als Dioritporphyrit (franz.: microdiorite) bezeichnet. Analyse I giebt die chemische Zusammensetzung des Typus A, II die des Typus B.

	I.	II.	III.
SiO_2	52,55	56,83	54,45
Al_2O_3	20,09	20,78	20,55
FeO	9,68	6,68	7,85
MgO	3,82	3,07	3,00
CaO	5,52	5,41	7,54
K_2O	1,70	1,40	1,85
Na_2O	3,26	3,28	4,14
H_2O und CO_2	3,49	2,64	—
	100,11	100,09	99,38

Das Gestein ist nicht mehr im ursprünglichen Zustand, sondern hat durch Metasomatose eine Entkalkung erfahren, wodurch die Kalkfeldspathe in Kaolin und Albit, die Hornblende in Chlorit umgewandelt werden (vergl. dazu Termier, Bull. soc. géol. de France. **26**. 165. 1898). Die ursprüngliche Zusammensetzung des Gesteins, welche unter diesem Gesichtspunkt herausgerechnet wurde, ist unter III angeführt. Sie kommt ziemlich nahe dem Estérellit von Cours bei St. Raphael und dem Dioritporphyrit von Quenast.

Es werden dann noch eine Anzahl von Eruptivgesteinen, welche gleichfalls in Intrusivmassen, in Lagergängen auftreten, beschrieben. Die Stücke stammen von den Chalets de Laval und aus dem vallon de Queyrellin. Sie sind identisch mit dem Dioritporphyrit vom Chardonnet.

W. Bruhns.

J. F. G. Boerlage: Recherches pétrographiques sur les roches éruptives des îles de Jersey, Sercq et Guernsey. (Thèse prés. à la fac. d. sc. de l'univ. de Genève. 102 p. 14 Taf. Mit Ansichten u. 1 Taf. Mikrophotogr. Genève 1898.)

Von den von Chaix gesammelten Gesteinen sind hier nur die granitischen, dioritischen und diabasischen bearbeitet, petrographische Untersuchungen über die porphyrischen Gesteine und chemische Analysen sollen folgen. Über die geologische Constitution der Inseln vergl. Lapparent, dies. Jahrb. 1892. II. -261- und namentlich Noury, ebenda. 1882. I. -73-.

Jersey. Granit spielt hier unter den massigen Gesteinen die erste Rolle, er erscheint in 3 Gebieten, im NW., im SW. und im SO., das erste ist das bedeutendste. Herrschend ist ein normaler röthlicher, hornblendearmer Granitit, es kommen aber auch feinkörnigere und dann helle Varietäten vor. Seine Intrusion erfolgte wie die der übrigen Massengesteine der Insel zwischen dem Ende des Präcambriums und dem Cambrium selbst und stand vermuthlich mit der Faltung des Huron in Zusammenhang. Die durchbrochenen cambrischen Schiefer und Sandsteine sind deutlich metamorphosirt. Der Granit wird häufig von Gängen von granulites

(die nach Verf. den Apliten der deutschen Nomenclatur entsprechen) durchsetzt; ihre Structur ist meist zuckerkörnig, das Korn fein, aber zuweilen dem des Granit an Grösse gleichkommend, die Zusammensetzung dieselbe wie im Granit, indessen wird nur Biotit, nicht auch Muscovit als Gemengtheil angegeben, auch kommt Magnetit häufig vor, was in den Apliten nicht der Fall zu sein pflegt. Flussspath wurde öfter beobachtet, der Feldspath ist zum grössten Theil Albit.

Diabase sind in schmalen Gängen ebenfalls ziemlich verbreitet, namentlich im südlichen Theil der Insel. Sie sind vielfach stark uralitisirt, solche, welche keinen Augit mehr führen, werden zu den Dioriten gerechnet. Die Gemengtheile und ihre Eigenschaften sind die gewöhnlichen, Biotit und Quarz sind selten. Diese Gänge sind meist stärker erodirt als der Granit, in dem sie aufsetzen, wie an der Küste gut zu beobachten ist.

Diorite bilden je im N. und S. ein Massiv, das von Granit und seinen Gängen durchbrochen wird. Es sind bald grobe, bald feinkörnige und im letzteren Falle besonders hornblendereiche Gemenge von Hornblende, Biotit, Plagioklas, gelegentlich etwas Quarz und den gewöhnlichen Nebengemengtheilen.

Auf Guernsey erscheinen im N. dieselben Massengesteine wie auf Jersey, neu hinzutritt ein Augit-Kersantit, im S. herrscht Flasergneiss. Im Gegensatz zu Jersey scheint aber der Granit von Dioritgängen durchsetzt zu werden. In den Dioriten überwiegt meistens stark die Hornblende, zuweilen tritt auch Biotit sehr reichlich ein, Quarz ist sparsam oder fehlt und zeigt oft Druckspuren. Der Augitkersantit ist biotitreich, Augit und Feldspath sind fast völlig zersetzt.

Auf Sercq herrscht hornblendeführender Granitit im W., palaeozoische, durch Granit metamorphosirte Schiefer im O., an der O.-Küste selbst endlich krystallinische Schiefer mit Einlagerungen von Amphiboliten. Diorit findet sich namentlich im N. und NO., und zwar wieder gangförmig. Die beigegebenen Abbildungen veranschaulichen z. Th. sehr schön die Meereserosion namentlich der granitischen Gesteine, welche durch die Brandung sammt den sie durchsetzenden Gängen sehr gut aufgeschlossen zu sein scheinen. **O. Mügge.**

J. Parkinson: On the Pyromerides of Boulay Bay (Jersey). (Quart. Journ. Geol. Soc. London. **54**. 101—118. Pl. VII. 1898.)

Nach einem kurzen Überblick über die Literatur von Jersey[1] beschreibt Verf. die Fundorte der nur z. Th. durch die Kugelstructur ausgezeichneten felsitischen Quarzporphyre (felstones). Die Kugelporphyre selbst treten wesentlich an zwei Stellen der Boulay Bay auf, nämlich 1. wenige hundert Yards nördlich von dem Hafendamm an einer schon auf der Noury'schen Karte angegebenen Stelle und 2. etwas östlich

[1] Die Arbeiten von Duparc und Boerlage (vergl. dies. Jahrb. 1898. II. -241- und das vorhergehende Referat), die ziemlich gleichzeitig bezw. wenig vorher erschienen, sind noch nicht mit aufgeführt. Ref.

an der Tête des Hougues an einem Punkt, wo der Porphyr [vom Verf. als „Rhyolith“ bezeichnet] von dem Conglomerat des nordöstlichen Theiles der Insel überlagert wird.

Die kugelführenden Gesteine zeigen meist eine deutliche Bänderung, die darauf beruht, dass zwei etwas verschiedene Materialien lagenweise miteinander abwechseln. Das Gestein der dunkleren Bänder stimmt in allen wesentlichen Eigenschaften mit dem der Kugeln (Pyromeride) überein, ja man kann sagen, dass die Kugeln nichts anderes sind als zu sphärischer Individualisirung gelangte dunkle Bänder. Die letzteren sind überhaupt kaum jemals ganz ebenflächig begrenzt, sondern meist rundlich höckerig (mammillated); ja, nicht selten besteht eine solche Lage eigentlich aus einer grossen Anzahl von eng aneinander gedrängten Kugeln. Auch die deutlich abgegrenzten Pyromeride sind nur sehr selten wirklich kugelförmig; viel häufiger sind eiförmige oder noch unregelmässigere, verlängerte Gebilde. Ihre Grösse ist ziemlich beträchtlich. Nicht selten erreichen sie 2 englische Zoll Länge bei $1\frac{1}{2}$ Zoll Breite. Ihre Farbe ist gewöhnlich ziegelroth oder purpurroth, seltener braun.

Drei verschiedene Structuren sind in den Kugeln nachweisbar. Die älteste von ihnen ist eine durch parallel angeordnete Mikrolithen deutlich erkennbare Fluidalstructur. Erst später kann sich eine radiale Structur herausgebildet haben, die meist nicht stark entwickelt ist, aber doch nur selten ganz fehlt; sie scheint nach der Beschreibung wohl wesentlich auf einer radialen Anordnung der Fasern zu beruhen.

Sehr bemerkenswerth ist es, dass, wo der äussere Umriss der Sphäroide unregelmässige Gestaltung, z. B. durch Einbuchtungen aufweist, die radiale Structur stets senkrecht auf dem betreffenden Begrenzungselement steht. Verf. schliesst daraus mit Recht, dass die ganze Radialstructur secundärer Entstehung sein muss und dass nicht sie die äussere Gestalt der Sphäroide, sondern diese die Anordnung des „radial growth“ verursacht.

Erst nach Bildung der radialen Structur hat sich als letzte Umbildung eine „fleckige Structur“ (patchy structure) herausgebildet, die nur bei der Beobachtung zwischen gekreuzten Nicols sichtbar wird. Sie besteht darin, dass mehr oder weniger zahlreiche, optisch einheitlich orientirte doppelbrechende Flecken von unregelmässiger Gestalt sich durch ihre Interferenzfarben von einander, bezw. von der sie umgebenden faserigen Masse abheben.

Angaben über die Natur der mineralogischen Componenten der Kugelmasse fehlen. Doch werden an einigen Stellen darin liegende Quarzkörnchen und rothfärbender „Ferrit“ erwähnt.

Die Gesteine, welche die Kugeln enthalten, zeigen grössere porphyrische Einsprenglinge bald nur von Quarz, bald auch von Orthoklas und an einer Stelle auch von stark gebleichten Biotitkrystallen. Ihre gelblichgrünen Grundmassen sind jetzt mikrokrystallin, zeigen aber nicht selten noch deutliche perlitische Sprünge, die von einem secundären

grünen Mineral [wohl Chlorit] ausgekleidet sind. Nicht selten sind kleine Sphärolithe, die auf der Oberfläche der grossen Kugeln aufsitzen. In den Pyromeriden treten oft im Durchschnitt halbmondförmige Quarzmassen auf, die von dem Verf. ausführlich beschrieben und mit Recht für secundäre Ausfüllungsmassen von Contractionsrissen gehalten werden. Ausser diesen werden zum Schlusse der Arbeit noch grössere und unregelmässig geformte Quarzmassen aus einigen Kugeln erwähnt, die wahrscheinlich secundäre Infiltrationen in ursprünglich von Gas erfüllte Hohlräume darstellen.

Die angeführten Beobachtungen ergeben, dass in dem Magma zwei verschiedene Materialien vorhanden gewesen sein müssen. Das eine, dünnerflüssige, erstarrte als Glas und wird durch die jetzt gelblich-grüne „Matrix", in der die Kugeln liegen, repräsentirt; das andere, wesentlich zähere Material, das aber sicherlich gleichfalls wenigstens zum Theile flüssig war, wurde zu unregelmässigen Fluctuationsbändern (flow-bands) ausgezogen oder in Form von vereinzelten Klumpen und Sphäroiden von dem Glas umschlossen. Dennoch kann Verf. es nicht ausschliessen, dass ein Theil der sphäroidischen Gebilde als echte Sphärolithe aus einem homogenen Magma entstanden sei.

In einem besonderen Abschnitt werden die Kugelporphyre von Jersey mit denen anderer Gegenden verglichen [wobei indessen die wichtigen Untersuchungen Sauer's über Schwarzwälder Kugelporphyre[1] nicht herangezogen werden]. Besondere Ähnlichkeit besitzen die Gesteine von Conway Mountain. Auch in diesen zeigt die jetzt vollständig entglaste Matrix, in der die Kugeln liegen, noch deutlich perlitische Sprünge. Eine 5—6 Zoll grosse Kugel, die Verf. untersuchte, zeigte keine Andeutungen von radialer Structur, wohl aber die „fleckige Structur", die auch in den Gesteinen von Boulay Bay die radiale Structur z. Th. bereits verdrängt hatte. Noch grösser ist die Analogie mit Kugelporphyren des Wrockwardine-Districtes, in denen selbst die kleinsten Einzelheiten der Structuren in ähnlicher Weise auftreten.

Als Ursache der Entstehung der radialen Structur sieht Verf. die „secundäre Erhitzung an, der die Fragmente [in der Lava] ausgesetzt wurden".

[Es wäre erfreulich gewesen, wenn Verf. in Bezug auf die Lage der englischen Fundorte mit Rücksicht auf nichtenglische Leser genauere Angaben gemacht hätte.] **Wilhelm Salomon.**

---

1. **P. J. Holmquist**: Zur Frage nach dem Titangehalt des Alnöit. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **17**. p. 686.)

2. —, Über die Analyse titan- und phosphorhaltiger Erze und Gesteine. (Ebenda. **18**. p. 230.)

---

[1] Sauer, Dies. Jahrb. 1897. I. -468—470- und: Erläuterungen zu Blatt Gengenbach der geol. Specialkarte des Grossherzogthums Baden. S. 47—52.

1. Obwohl der Alnöit titanhaltiges Magneteisen und Perowskit enthält, hatten Berwerth und Raimann nur Spuren von Titansäure neben 3,96 % P^2O^5 in ihm nachweisen können. Verf. erklärt dies dadurch, dass bei gleichzeitiger Anwesenheit von Titansäure und Phosphorsäure diese nach der Auflösung der Substanz eine in Säure unlösliche Verbindung bilden, welche nach dem Schmelzen vor dem Gebläse, oder wenn die Auflösung durch schmelzendes Alkalicarbonat erfolgte, auch schon vorher, in schmelzendem Kaliumbisulfat, Alkalicarbonat oder einer Mischung von Fluorwasserstoff mit verdünnter Schwefelsäure nicht löslich ist. Der gewöhnliche Gang der Analyse giebt dann neben dem Überschuss des einen Säure nur Spuren der anderen an. Vom Alnöit hat Verf. einen typischen Block auf Titan- und Phosphorsäure geprüft und zunächst nur den Titangehalt des Titanomagnetits berücksichtigt. Die grobgepulverte Probe wurde mit verdünnter Salpetersäure auf dem Wasserbad behandelt zur Auflösung des Apatits. Im Filtrat wurden 1,87 % P^2O^5 gefunden. Aus einer anderen Probe wurde das Erz mit dem Magneten herausgezogen und durch Behandeln mit Salpetersäure und Schlämmen gereinigt. Aus ihm wurden 9,16 % TiO^2 erhalten. Da aus dem feingepulverten Gestein 10,94 % Erz mit dem Magneten abgeschieden werden konnten, enthielt der Alnöit wenigstens 1 % TiO^2, an Magnetit gebunden. Der übrige Titangehalt blieb unbestimmt. Bei der Behandlung mit verdünnter Salpetersäure wird bei gewisser Vorsicht nur ein sehr geringer Antheil von Erz gelöst.

2. In dieser Notiz nimmt Verf. seine Angaben über die Natur des unlöslichen Restes, welchen man bei der Analyse titan- und phosphorhaltiger Erze und Gesteine oft erhält, zurück. Insoweit ein solcher aus einer Verbindung von Titansäure und Phosphorsäure besteht, wird er in schmelzendem Alkalicarbonat vollständig zerlegt. **R. Scheibe.**

W. C. Brögger: Die Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes. III. Das Ganggefolge des Laurdalits. (Videnskabsselskabets Skrifter. I. Math.-naturw. Cl. 1897. No. 6. XII u. 377 S. 1 Karte u. 4 Taf. Kristiania 1898.) [Vergl. dies. Jahrb. 1896. I. -54- u. 1896. II. -433-.]

Der früher als Laurdalit bezeichnete Typus des südnorwegischen Nephelinsyenites (dies. Jahrb. 1892. I. -292-) wird sowohl im O., im Lougenthal, wie im W., am Farris-See und noch jenseit des letzteren von zahlreichen Gängen begleitet, deren Beziehungen zum Laurdalit hier eingehend untersucht werden. Der Beschreibung des Laurdalit (L.) ist wesentlich nur hinzuzufügen, dass Sodalith weniger reichlich vorhanden ist als damals angegeben wurde. Neben dem Haupttypus, der durch sehr grosse, annähernd parallel gelagerte Rhombenfeldspathe ausgezeichnet ist, werden unterschieden ein Lientypus (anscheinend jünger, kleinkörniger, die Feldspathe hypidiomorph mit {001} und {010}, chemisch vom vorigen nicht unterschieden und vielfach in ihn übergehend) und ein Olivin-Laurdalit, hier machen Feldspath + Nephelin immer noch etwa $\frac{2}{3}$ des Ganzen

aus, Eisenerz und Apatit ca. $\frac{1}{5}$, der Rest ist Olivin + (weniger) Augit. Er ist wenig verbreitet, quantitativ sogar ganz untergeordnet, so dass unbedenklich angenommen werden kann, dass die Analyse des Haupttypus (I [1]) zugleich die mittlere Zusammensetzung des ganzen Gesteins vorstellt. Sie entspricht der mineralogischen Zusammensetzung unter I a (während der Olivinlaurdalit der Mischung I b entspricht). Gegenüber anderen Nephelinsyeniten ist demnach charakteristisch der höhere Ca- und Mg-Gehalt, das starke Überwiegen des Na gegenüber K (2,5 : 1 ca.); dagegen zeigt sich grosse Verwandtschaft zum Laurvikit (mehr als zum Chibinä-Typus von Umptek, Kola), es kommen zwischen beiden sogar alle Übergänge vor. Nahe Verwandtschaft, namentlich in chemischer, weniger in mineralogischer Hinsicht zeigt sich auch zum Glimmersyenit und Pulaskit.

Das Altersverhältniss des Laurdalit zu den umgrenzenden Gesteinen: Laurvikit, Pulaskit, Glimmersyenit etc. ist durch die Lagerungsverhältnisse, Contactstructuren etc. nicht unmittelbar ersichtlich. Wahrscheinlich aber ist der Laurdalit etwas jünger als der Laurvikit, wenigstens gilt dies für alle Nephelinsyenite des Langesundfjords, welche der Grenzzone des Laurvikit und wohl demselben Magma wie der Laurdalit angehören. Ferner setzen die zahlreichen Gänge, welche Verf. als das Ganggefolge des Laurdalit betrachtet, meist an der Grenze des letzteren zum Laurvikit und zwar hier, aber auch nur hier, auch in letzterem selbst auf. Ähnliches gilt für das Altersverhältniss zum Pulaskit und Glimmersyenit. Die Altersdifferenzen gegenüber dem Laurvikit werden aber schwerlich erhebliche sein, da die umgrenzenden Gesteine vielfach eine schlierige Ausbildung zeigen. Da ferner die Pulaskite und Glimmersyenite auf beiden Seiten des Laurdalit wie dieser selbst von Laurvikit umgeben sind, wird angenommen, dass alle diese Gesteine aus einem gemeinsamen Magma differenzirte Theilmagmen sind, welche durch die inneren Theile des Laurvikit hindurch zu einer Zeit emporgepresst wurden, als dieser noch nicht ganz, aber doch schon so weit erstarrt war, dass eine Mischung der Magmen nicht mehr stattfinden konnte. Die Laurdalite, Glimmersyenite und Pulaskite sind dabei wahrscheinlich dem Laurvikit complementär (d. h. ihre Mischung würde unter Berücksichtigung ihrer Massen die Laurvikit-Zusammensetzung geben); die ersteren entsprächen einem an Na, die zweiten einem an Ca, Fe und Ti, die dritten einem an Mg, Ca, Fe angereicherten Theilmagma. Aus einem analogen, nur erheblich stärker differenzirten Theilmagma scheint nun auch das Ganggefolge des Laurdalit hervorgegangen zu sein.

Diese Gänge sind an der Peripherie des Laurdalit, und zwar auch ausserhalb desselben, viel zahlreicher als in seinen inneren Theilen; ihr Streichen ist, zum Unterschied von den meist NO. verlaufenden jüngeren Diabasgängen, kein bestimmtes, indessen scheinen solche parallel der NNW. ziehenden Hauptbegrenzungslinie des Laurdalit zu überwiegen. Die mächtigeren (50—100 m) sind zugleich die weniger differenzirten und wohl

---

[1] Die Analysen sind ausgeführt von V. und L. Schmelck, O. Heidenreich und P. Schei.

nicht zufällig zugleich die älteren; die der Masse nach unbedeutenden erscheinen als die stärker differenzirten und zugleich letzten Nachschübe des Stammmagmas.

Camptonite und Proterobase. Einsprenglinge von Pyroxen (z. Th. umwachsen von barkevikitischer Hornblende und mit Chlorit und Anatas als Zersetzungsproducten), ferner pseudomorphosirte Olivine liegen in einer Grundmasse von barkevikitischen Hornblendenadeln und breiten Tafeln basischen Andesins. Die Analyse II entspricht der Mischung IIa und lässt auf die ursprüngliche Zusammensetzung IIb schliessen. Nicht alle Camptonite des Kristiania-Gebietes gehören zur Gefolgschaft des Eläolithsyenites, ein Theil (z. B. die von Gran) vielmehr zu den Gabbros und Diabasen (Essexiten), wie Verf. zunächst aus der Verbreitung dieser Gänge, der Essexite einerseits, der Nephelinsyenite andererseits, gegenüber Rosenbusch schliesst. (Das Hauptverbreitungsgebiet der Gänge liegt ca. 140 km vom Nephelinsyenit entfernt!) Damit stimmt dann weiter die Verbreitung der den Camptoniten complementären Bostonite (Maenaite) und die Zusammensetzung der Grenzfaciesbildungen der Essexite, unter welchen ebenfalls den Camptoniten und Maenaiten entsprechende Mischungen beobachtet sind. Auffallend ist, dass beiderlei Camptonite chemisch sehr nahe übereinstimmen und in Diabase übergehen, die sich von den äusserst zahlreichen postgranitischen Diabasen des Kristiania-Gebietes in Nichts unterscheiden.

Monchiquite. Es ist nur ein Gang beobachtet, ein biotitarmes Gestein mit wenig Glas (oder Analcim?).

Farrisit. So wird ein am Farris-See beobachtetes Ganggestein bezeichnet, welches die Zusammensetzung unter III ergab. Es besteht aus etwa $\frac{1}{3}$ Mg-reichem Barkevikit, $\frac{1}{4}$ Augit, 5 % Lepidomelan, 3 % Erz etc. und Zersetzungsproducten des Olivin; Feldspath fehlt, der Rest (etwa $\frac{1}{3}$) ist vielmehr ein melilithähnliches Mineral. Dieses bildet tetragonale, parallel der Axe spaltbare und zuweilen gefaserte Tafeln mit sehr schwacher positiver Doppelbrechung und tiefblauen Interferenzfarben. Die Analyse III führt auf ein Natron-Thonerdesilicat etwa von der Zusammensetzung eines Natronmeliliths. Es ist vielfach zunächst in eine isotrope Substanz, später in Natrolith umgewandelt. Chemisch ist das Gestein von den Alnöiten durchaus verschieden, nähert sich vielmehr den Monchiquiten und den unten beschriebenen Heumiten.

Kersantite. Ein Bronzitkersantit ist ebenfalls nur in einem einzigen, nur 25 cm mächtigen Gangstück eines Laurdalitgerölls beobachtet. Das graue feinkörnige Gestein ist porphyrisch durch grössere Knauern annähernd parallel gelagerter oder poikilitisch von Erz und Augit durchwachsener Glimmerschüppchen (verzwillingtem Lepidomelan), welche die Verwandtschaft mit dem ähnlich struirten Laurdalit andeuten, an dessen Grenzflächen das Gestein nicht feinkörniger wird. U. d. M. ist ausserdem zu bemerken: saurer kalihaltiger Plagioklas voller feiner Täfelchen parallel {010} und zahlloser secundärer Flüssigkeitseinschlüsse längs den „Lösungsflächen“ {100}, ferner Augit, z. Th. durch Einschlüsse diallagähnlich und

von grüner Hornblende umrandet, weniger ebenfalls einschlussreicher Bronzit, titanreiches Erz. Andeutung von Krystallumrissen zeigt nur der Bronzit, der mit den übrigen dunklen Gemengtheilen sich häufig aggregirt. Nach der Analyse IV (dazu IV a) nähert sich das Gestein zwar dem Heumit und manchen Monchiquiten und Camptoniten, am meisten aber chemisch den Kersantiten. Da deren Structur mehr eine panidiomorphe ist, wird man es als ein Grenzglied zu den Monchiquiten auffassen müssen. Da chemisch, mineralogisch, wie auch structurell zum Verwechseln ähnliche Gesteine auch auf Toftenholmen auftreten, diese aber nach Bildungsbedingungen und Alter zum Essexit gehören, liegt hier nach Verf. ein ausgezeichnetes Beispiel für die Thatsache vor, dass verschiedenartig zusammengesetzte Magmen chemisch etc. durchaus übereinstimmende Differentiationsproducte liefern können.

Einen auf Malmö gefundenen Hornblendekersantit rechnet Verf. ebenfalls noch zur Ganggefolgschaft des allerdings schon 11 km entfernten Laurdalit. Das Gestein zeigt gewisse Annäherungen an hornblendeführende mit dem Laurdalit verwandte Ganggesteine am Farri-See. Ein im Laurvikit beobachteter Gang von Vogesit ähnelt bis auf die etwas mehr hypidiomorphe Structur dem vom Andlau-Thal.

Heumit wird ein beim Dorfe Heum in einem $2\frac{1}{2}$ m mächtigen Gange in Laurdalit aufsetzendes Gestein genannt. Die Anal. V führt auf das Gemenge V a. Die Hornblende (Anal. VI) weicht von der basaltischen durch höheren Ti- und Alkali-Gehalt ab und weist auch optisch auf ein Zwischenglied zum Ainigmatit hin. Neben der Hauptmasse des für ein so basisches Gestein recht sauren Feldspaths (Anal. VII) sind in geringer Menge auch noch saurere und basischere Mischungen vorhanden. Die Structur ist allotriomorph-körnig. Im Ganzen nähert sich das Gestein, abgesehen vom niedrigeren Wassergehalt, sehr dem Monchiquit von Santa Cruz, weicht aber mineralogisch stark davon ab. Es wird nun angenommen, dass das Heumatitmagma (worauf auch seine starken Contactwirkungen hinweisen) anfänglich ebenfalls wasserreich war, dass aber das Wasser wegen der langsameren Erkaltung vollständig entweichen konnte, während es im Falle des Monchiquit (der in Gneiss aufsetzt) wegen der rascheren Erstarrung gebunden blieb. Dabei ist die Temperatur im Monchiquitmagma vielleicht so schnell unter die Grenze der Hornblendebildung gesunken, dass nicht diese, sondern nur Pyroxen sich bilden konnte. Feinkörniger und mehr idiomorph ist das Gestein eines Heumatitganges von Brathagen (Anal. VIII). Wie aus VIII a ersichtlich, tritt Plagioklas sehr zurück, Nephelin fehlt, dagegen ist etwas Cancrinit, daneben auch Aegirindiopsid vorhanden. Auffallend sind helle, aus Feldspath (darunter ziemlich viel Plagioklas), Titanit, Apatit, Eisenkies und Kalkspath als Zwischenklemmungsmasse zusammengesetzte Ocelli, die vielleicht magmatische Pseudomorphosen nach Analcim (?) sind. Verf. weist dem Heumit im System einen Platz zwischen Natronminetten und Camptoniten an; chemisch steht er vielleicht am nächsten den camptonitischen Tinguáiten aus Portugal.

Das Salband des Heumit von Brathagen weicht ganz bedeutend von der Gangmitte ab. Es folgen sich vom Salband an eine dunkle, wesentlich

aus Aegirin + Diopsid + Biotit zusammengesetzte Zone, dann mehrere streifige von Aegirindiopsid mit Feldspath und wenig Biotit, und solche von vorherrschendem Biotit mit Feldspath, zugleich wird das Gestein nach dem Salband hin immer porphyrischer. Die Analyse (IX) und ihre Berechnung (IXa) zeigt, dass nach dem Salband hin umgekehrt wie gewöhnlich eine Anreicherung an SiO_2, Alkalien und Thonerde stattgefunden hat, das Gestein ist sölvsbergitähnlich geworden. Obwohl die Zusammensetzung des Gesammtganges (Mitte + Salband unter Berücksichtigung ihrer Gewichte) sehr annähernd die der unten beschriebenen Natronminette ist, hält Verf. eine Entstehung durch Differentiation doch für weniger wahrscheinlich als eine Beeinflussung des Salbandes durch Resorption des foyaitischen Nebengesteins, namentlich deshalb, weil auch letzteres im Contact mit dem Gang in Zusammensetzung und Structur sich ändert, so dass seine Grenze unsicher wird. Die Bildung heller (statt dunkler) Ocelli in der Gangmitte mag mit der Resorption zusammenhängen.

Die Natronminetten unterscheiden sich von den gewöhnlichen namentlich durch das Vorherrschen des Na gegenüber dem K, sind aber zugleich überhaupt alkalireicher und daher sehr charakteristische Begleiter des Laurdalit. Zu den meist allotriomorph-körnigen, einschlussreichen Feldspathen (meist Natronorthoklas, z. Th. Natronmikroklin mit äusserst feinen Lamellen) gesellen sich Fe- und Ti-reicher Lepidomelan, etwas Aegirindiopsid, Erze etc. (Anal. X und Xa Brathagen, Anal. XI und XIa Häö). Zuweilen wird die Structur auch typisch die der Minetten, statt des Augit finden sich spärlich auch Pseudomorphosen wahrscheinlich nach Olivin. Der Gang von Häö ist namentlich durch zahlreiche Einschlüsse grosser Krystalle von Mikroklinmikroperthit, Lepidomelan, Aegirinkörner, Elaeolith und Spreusteinpseudomorphosen nach Sodalith ausgezeichnet; er scheint in offene Drusenräume von Nephelinsyenit-Pegmatit eingepresst zu sein und die Drusen z. Th. mitgerissen zu haben.

Die Ganggesteine der Grorudit-Tinguáit-Serie sind schon früher beschrieben (dies. Jahrb. 1896. I. -54-). Verf. hält an der Bezeichnung Grorudit für die sauersten Glieder fest, indem er betont, dass Rosenbusch's Bezeichnung Quarztinguáit für quarzführende Tinguáite zu reserviren sei. Die Grorudite gehören im Allgemeinen zur Gefolgschaft der Natrongranite; zur Gefolgschaft der Laurdalite, nicht wie früher angenommen wurde der Laurvikite, gehören wahrscheinlich ein Theil der quarzfreien und z. Th. sogar nephelinführenden. Von den echten Tinguáiten ist auch jetzt nur das eine früher beschriebene Gestein bekannt, von Glimmertinguáiten gar nichts. Über die ebenfalls zur Gefolgschaft des Laurdalit gehörenden Nephelinrhombenporphyre und Nephelinporphyre ist schon früher berichtet (dies. Jahrb. 1892. I. -296-), ausführlichere Mittheilungen sollen folgen.

Ditróite und Foyaite. So werden wie früher die normal zusammengesetzten granitisch-körnigen, bezw. die trachytoid struirten Nephelinsyenite bezeichnet. Denn da an der Foya überhaupt kein Nephelinsyenit vorkommt, bei Ditró mehrere ganz verschiedene, beide Namen also

im ursprünglichen Sinne nicht zu brauchen sind, erachtet Verf. es für besser, „diese herrenlosen Hunde mit einem Schild zu versehen, als sie erschiessen zu lassen, da bei diesem Verfahren doch andere an ihrer Stelle angeschafft werden müssten.“ [Ref. wäre für's Erschiessen.] Die trachytoide Structur soll hier durch die Bewegung des Magma veranlasst sein, und zwar nicht nur die annähernd parallele Anordnung der Feldspathe, sondern auch ihre Tafelform selbst. Ersteres wird auch durch die Beschränkung der Foyaite auf Gangmassen und Grenzfacies wahrscheinlich, für die letztere Annahme scheint Ref. jeder Anhalt zu fehlen. Während es für die Ditróite, welche nur am Langesundfjord und in geringerer Ausdehnung westlich des Sees Farris auftreten, zweifelhaft bleibt, ob sie mit dem Laurdalit zusammenhängen, ist dies für die Foyaite ganz sicher. Seine Gänge, welche eine Mächtigkeit bis zu mehreren Hundert Meter erreichen, lassen sich nach der Natur des dunkelen Gemengtheils gliedern in Glimmerfoyaite (selten), Aegirin-Glimmerfoyaite (die häufigsten, Anal. XII, XIIa), Aegirin-Katoforitfoyaite (Anal. XIII, XIIIa), Aegirinfoyaite (feinkörniger und weniger mächtig) und Aegirin-Diopsidfoyaite (selten). Von den hellen Gemengtheilen hat der Nephelin häufiger als der Mikroperthit theilweise Krystallbegrenzung, der überwiegende Theil desselben erscheint aber trotzdem als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspathtafeln. Sodalith ist stets untergeordnet, Cancrinit Neubildung. Der Aegirin ist häufig mit Feldspath und Nephelin schriftgranitisch verwachsen. Unter den Hornblenden sind Ti-arme Katoforite die häufigsten, Riebeckit selten, Übergänge häufig; starke Bisectricen-Dispersion mit $\dot{c} : c = 45—80^0$, vielfach orientirte Umwachsung um Pyroxen mit ganz unregelmässigen Grenzlinien.

Hedrumite sind nephelinarme (zugleich fast sodalithfreie), also den Sölvsbergiten entsprechende Übergangsgesteine zwischen typischen Foyaiten und trachytoiden Alkalisyeniten, zugleich die hypabyssischen Aequivalente der Pulaskite, zu denen sie sich verhalten wie die typischen Foyaite zu den Nephelinsyeniten. Sie erscheinen im Lougenthal nicht allein mit dem Pulaskit, sondern auch mit dem Laurdalit verbunden. Zwei extreme Typen geben die Zusammensetzung unter XIV, XIVa und XV, XVa. Das Gestein ist in mächtigen Gängen in Hedrum verbreitet (ausserdem auch in beträchtlicher Entfernung vom Laurdalit, z. B. auf Gran). Nach den dunklen Gemengtheilen sind wesentlich zu unterscheiden Glimmerhedrumit und Aegirin-Diopsidhedrumit, manche führen aber auch etwas Riebeckit. Neben spärlichem Nephelin kommt zuweilen anscheinend auch Analcim vor.

Bostonite. Ein typisches Gestein dieser Art ergab die Zahlen unter XVI, XVIa. Der vorherrschende Feldspath ist hier Albit, der Kalifeldspath Mikroklin, beide in Tafeln. Die dunklen Gemengtheile sind völlig zersetzt. Die früher (dies. Jahrb. 1896. I. -58-) beschriebenen Lindöite unterscheiden sich z. Th. sehr wenig von diesen Gesteinen, andere aber, welche z. Th. die Nordmarkite begleiten, sind erheblich saurer, und für sie soll der Name Lindöit nun reservirt bleiben. Andererseits sind die unzähligen Gänge, welche die Essexite von Gran begleiten, von den

typischen Bostoniten durch höheren Gehalt an Ca unterschieden, und werden nun Kalkbostonite oder Maenaite (See Maena auf Gran) genannt (Anal. XVII). Als porphyrische Ausbildungen dieser letzteren erscheinen in gewaltigen Intrusionen im Kristiania-Thal Kjerulf's Oligoklasporphyre, welche nach einem Fundort Osloporphyre genannt werden (Anal. XVIII). Das Verhältniss $K_2O : Na_2O : CaO$ ist in diesen Maenaitporphyren etwa 0,24 : 1 : 6,5 gegenüber 0,69 : 1 : 0,22 in den typischen Bostoniten.

Syenitaplite, Lestiwarite. Syenitaplite, ähnlich den schon früher vom Lyseboelfjord beschriebenen finden sich nicht selten zu beiden Seiten des Laurdalitmassivs; sie entsprechen durchaus Rosenbusch's Lestiwariten. Bei dieser Gelegenheit werden die aplitischen Gesteine definirt als feinkörnige diaschiste Gang- und Grenzfaciesgesteine mit ganz zurücktretendem Gehalt an dunklen Gemengtheilen und mit eigenthümlich zuckerkörniger „aplitischer" Structur gegenüber den chemisch und geologisch entsprechenden, aber trachytoid struirten bostonitischen Gesteinen. Die Lestiwarite sind primär allotriomorph (was Verf. als autallotriomorph bezeichnet im Gegensatz zu der panidiomorphen Structur der Minetten z. B.). Aus der Analyse XIX berechnet sich die Zusammensetzung XIXa. Der Feldspath ist Kryptoperthit; manche Gesteine führen auch etwas Albit in selbständigen Körnern, ferner etwas Ti-arme Hornblende, etwas Quarz und Magnetit. Hinsichtlich der Structur scheinen auch Übergänge zu den Bostoniten vorzukommen. Die Mächtigkeit dieser Gänge beträgt meist nur wenige Centimeter, übersteigt nirgends einige Meter.

Vorausgesetzt, dass das Hauptmagma selbst annähernd homogen und mit seinem Ganggefolge überhaupt genetisch verknüpft ist, bleiben nur zwei Annahmen zur Erklärung der Unterschiede der Ganggesteine untereinander und vom Hauptgestein, entweder nämlich sind sie aus dem Hauptmagma durch Spaltung oder aber durch Mischung desselben mit fremden Substanzen hervorgegangen. Jedenfalls ist zu beachten, dass so wie das Ganggefolge auch die Grenzfaciesbildungen erklärt werden müssen. Beruhte nun die Verschiedenartigkeit des Ganggefolges auf einer Beimischung fremder Substanz, so wäre die Variation seiner Zusammensetzung eine zufällige, sie könnte bei weit getrennten Vorkommen ähnlicher Hauptmagmen nicht eine gleichartige oder ähnliche sein. Ferner wäre dann z. B. unerklärlich, weshalb die sauersten Begleiter des Laurdalit zugleich so äusserst arm an Fe, Mg und Ca sind, mindestens sollten dann nicht daneben an letzteren besonders reiche Gänge vorkommen; kurz, eine gesetzmässig wiederkehrende complementäre Ganggefolgschaft wäre durch eine solche Assimilationshypothese ausgeschlossen. Zudem zeigt sich, dass dem Ganggefolge (unter Berücksichtigung ihrer Volumina) dieselbe durchschnittliche Zusammensetzung zukommt wie dem Hauptgestein, die Abweichungen erreichen nach Verf.'s Rechnungen nur $\frac{1}{3}$ %. Verf. sucht sogar nachzuweisen, dass auch die berechnete Durchschnittszusammensetzung der an verschiedenen einzelnen Localitäten auftretenden Gänge annähernd wieder die des Laurdalit ist; dabei sind aber im Allgemeinen nicht schon zwei, sondern erst mehr verschiedenartige Gänge als dem Laurdalit

complementär zu betrachten (z. B. Heumit + Lestiwarit + Foyait), und es müssen Abweichungen im SiO_2-Gehalt bis zu 2 % zugegeben werden. Als complementär zum Foyait erscheinen dabei die in ihm aufsetzenden basischen und wohl vor seiner völligen Erstarrung emporgepressten Massen.

Beim näheren Vergleich der chemischen Zusammensetzung des Laurdalit und seiner Gefolgschaft ist namentlich Folgendes zu beachten: Quarz ist trotz dem Steigen der SiO_2 auf 16,5 % nur ganz vereinzelt auskrystallisirt, und diese sauersten Gesteine sind nicht zugleich die alkalireichsten, letztere vielmehr basischer sogar als das Hauptgestein. Der Alkaligehalt schwankt zwischen 4—16 %, für das stets untergeordnete Kali sind aber die Schwankungen erheblich geringer als für das Natron. Die Thonerde folgt, mit Ausnahme der basischsten und sauersten Glieder, wo sie auch an Ca, bezw. die Alkalien an Fe gebunden werden, den Alkalien. Die Ordnung der sämmtlichen Glieder nach dem Gehalt an Ca-, Mg- und Fe-Oxyden ist eine andere als nach dem SiO_2- und nach dem Alkali-Gehalt, dagegen bedingt hoher Gehalt an einem dieser Oxyde in der Regel auch hohen Gehalt an den anderen. Zum weiteren Vergleich benutzt Verf. die graphische Methode von Michel-Lévy mit einigen Modificationen. Auf der Horizontalen wird die Hälfte der Quotientzahl für SiO_2 nach beiden Seiten abgetragen, auf der Verticalen nach oben CaO, unten Al_2O_3, auf der 120° dazu nach links unten geneigten ebenso Na_2O, rechts unten K_2O, rechts oben MgO, links oben FeO und über den Endpunkt desselben hinaus Fe_2O_3. Die Endpunkte der benachbarten Radien untereinander verbunden geben eine charakteristische Figur. [Um die Quotientzahlen noch rascher aus den Figuren ablesen und auch ohne Zirkel in Millimeterpapier eintragen zu können, würde Ref. empfehlen, die Graden für Mg, Fe, K und Na 45° geneigt zur Verticalen zu nehmen und auf ihnen den Abstand je zweier Millimeterlinien längs diesen Radien als Einheit zu nehmen. Dadurch werden natürlich die Strecken für MgO, FeO und Alkalien noch um fast die Hälfte verlängert, was aber gerade wünschenswerth ist, um die wichtigen Schwankungen derselben besser hervortreten zu lassen [1].]

Da aschiste Ganggesteine nicht vorkommen, sind zunächst zwei Ganggruppen zu unterscheiden: 1. an Pyroxen, Hornblende oder dunklem Glimmer angereicherte, 2. an Alkalien und Thonerde angereicherte. Erstere entsprechen im Ganzen Rosenbusch's Lamprophyren, Verf. nennt sie aber bezeichnender melanokrate, letztere leukokrate, sie fallen nur z. Th. unter Rosenbusch's aplitische Gesteine (im weitesten Sinne), da sie nicht nur saure, sondern auch intermediäre und sogar ganz basische Gesteine enthalten. Abgesehen von den nahezu aschisten, jedenfalls sehr wenig differenzirten Nephelin-Rhombenporphyren lässt sich dann das Ganggefolge noch weiter wie folgt gliedern:

---

[1] In der Darstellung Brögger's haben z. B. auch die an Alkalien, MgO und FeO reichsten Gesteine wie die daran ärmsten Figuren mit stets einspringenden Ecken an den Enden dieser Radien, während bei der vorgeschlagenen Abänderung bald ein-, bald ausspringende auftreten.

1. Melanokrate:

a) calcioplete (Quotient für $CaO > Na_2O + K_2O$).

b) alkaliplete ($CaO \lesseqgtr Na_2O + K_2O$).

Camptonit, Farrisit.

Bronzitkersantit, Monchiquit . . . . . Heumit

Kersantit . . . . . Natronminetten

Vogesit.

2. Leukokrate:

a) natrioplete $\left(\begin{array}{l} SiO_2 < 6R_2O, \\ Na_2O + K_2O \\ = 6 \text{ bis } 17\, CaO \end{array}\right)$.

b) oxyplete $\left(\begin{array}{l} SiO_2 \gtreqless 6R_2O, \\ Na_2O + K_2O \\ = \text{ca. } 12\, CaO \end{array}\right)$.

Nephelinporphyre.

Tinguáite und basische Sölvsbergite . . . Saure Sölvsbergite

Foyaite . . . . . Bostonite

Hedrumite . . . . . Lestiwarite

Die äussersten Glieder der leukokraten und melanokraten Gänge sind nun nicht in dem Sinne complementär, dass eine bestimmte Mischung derselben dem Laurdalit entspricht, dazu sind beide zu arm an Alkalien und Thonerde; wenn beide aus dem Laurdalit abstammen sollen, muss vielmehr noch ein drittes an Alkali und Thonerde reiches Spaltungsproduct entstanden sein, das ist der Nephelin-reiche Foyait, mit dem sie auch gewöhnlich vergesellschaftet sind. Es giebt hier also unter den Gangbegleitern drei einander in Bezug auf den Laurdalit complementäre Reihen. Diese Mannigfaltigkeit der Spaltungsproducte gegenüber denen z. B. der Natrongranite und Nordmarkite scheint Verf. damit zusammenzuhängen, dass der Laurdalit selbst eine stark intermediäre Mischung vorstellt und seine Krystallisationsfolge eine viel weniger scharf bestimmte als in jenen Gesteinen ist, eine Diffusion der Fe- und Ca-reichen Verbindungen nach den Abkühlungsflächen hin gar nicht oder nur in geringem Grade stattfinden konnte. Letzteres hat die Beobachtung in den wenigen Fällen, wo die Gesteinsgrenzen sichtbar waren, bestätigt. Dadurch gehen nun aber zugleich weitere Anhaltspunkte zur näheren Verfolgung der Spaltungsprocesse verloren, und es bleibt wesentlich nur der Vergleich der chemischen Zusammensetzung.

Verf. zeigt nun zunächst, dass die Zusammensetzung der Natronminetten einer Mischung von Laurdalit minus, die der Nephelinrhombenporphyre umgekehrt einer Mischung von Laurdalit plus einer gewissen Menge $(Na, K)_2Al_2Si_4O_{12}$ entspricht, ebenso der Nephelinporphyr einer Mischung von Laurdalit plus Nephelin $(Na, K), AlSiO_4$. Daraus ist aber nicht zu schliessen, dass die Abspaltung in Wirklichkeit hier[1] so einfach vor sich ging, es ist vielmehr anzunehmen, dass stets ein Austausch verschiedener Verbindungen stattfand, indem z. B. so lange Nephelinsilicat zu-, und gleichzeitig basisches (Mg, Fe)-Silicat fortgeführt wurde, bis das Gleichgewicht wieder hergestellt war. Jedenfalls wird aber aus Obigem

[1] Und bei anderen Gängen ähnlich einfach, etwa durch Addition von Feldspathmaterial.

schon wahrscheinlich, dass bei der Spaltung nicht Na_2O und K_2O etc., jedes für sich, sondern diese in zusammengesetzten Silicaten eine Rolle spielten.

Das ist nun schon auch deshalb wahrscheinlich, weil in einem Silicatmagma, welches so weit abgekühlt ist, dass Spaltungen eintreten, K_2O, Al_2O_3, SiO_2 etc. vermuthlich nicht mehr für sich, sondern als gesättigte Silicate vorhanden sind. Wenn nun auch die Rechnung zeigt, dass z. B. der Lestiwarit nicht durch blosse Abspaltung der Oxyde von Fe, Mg und Ca aus dem Laurdalit entstehen konnte, sondern noch SiO_2 zugeführt werden musste (ca. 12 %), so bleibt doch zweifelhaft, in welcher Form dies geschehen ist, ob durch Zufuhr von Alkalifeldspath oder von Plagioklas $+ SiO_2$, oder durch Abgabe von Nephelinsilicat, oder durch alles dies gleichzeitig. Wenn ebenso, um aus dem Laurdalitmagma das der Natronminette hervorgehen zu lassen, nicht allein die Oxyde von Ti, Fe, Mg, Ca und P zu-, sondern auch die von Si, Al, K und Na weggeführt werden müssen, so bleibt zunächst die Form, in der die letzteren weggingen, wieder zweifelhaft. Findet man aber, dass von letzteren mR_2O und mAl_2O_3, von beiden also gleiche Mengen erfordert werden, so wird die Abfuhr in der Form von Alkalithonerdesilicat wahrscheinlich. Nimmt man zur näheren Bestimmung dieses Silicates weiter für die zugeführten Oxyde die Bindung als Titanit, Apatit, Meta- und Orthosilicat an, so wird auch die diesen Silicaten entsprechende Menge SiO_2, und zwar wieder in der Form von Alkalithonerdesilicat, zu entfernen sein. Es zeigt sich nun, dass die Summe der dazu nöthigen Menge SiO_2 + der direct zu entfernenden gleich 4 m ist, woraus dann wahrscheinlich wird, dass das wirklich weggeführte Alkalithonerdesilicat der Zusammensetzung $R_2Al_2Si_4O_{12}$ (d. i. Rosenbusch's Kern φ) entsprach. — In welchem Maasse das Laurdalitmagma durch die Abspaltung der Natronminette beeinflusst wurde, hängt natürlich von der Dicke der beeinflussten Magmaschicht ab. Ist letztere so gross, bezw. doppelt so gross wie die Minetteschicht, so erhält erstere eine Zusammensetzung ähnlich manchen Foyaiten bezw. Nephelinrhombenporphyren. Bei Fortsetzung einer solchen Diffusion könnten sich schliesslich, wie die Rechnung ergiebt, auch Tinguáite (T) bilden, so dass diese mit den Natronminetten (N M) und Nephelinrhombenporphyren (N R P) in verschiedenen Proportionen complementär sind. Es lässt sich dies durch folgendes Schema ausdrücken:

$$\mathrm{NM} \underset{\substack{12{,}3\ \text{Diopsid} + \text{Olivin},\\ 1\ \text{Apatit},\ 1{,}5\ \text{Titanit},\\ 2{,}7\ Fe_4(SiO_4)_3.}}{\overset{16{,}5\ \varphi}{\rightleftarrows}} \mathrm{NRP} \underset{\substack{8{,}7\ \text{Diopsid} + \text{Olivin},\ 3\ \text{An-}\\ \text{orthit},\ 0{,}5\ \text{Magnetit}.}}{\overset{11\ \varphi}{\rightleftarrows}} \mathrm{T}$$

Bei diesen und ähnlichen Versuchen sich ein Bild der Spaltungsvorgänge zu machen, stösst man wiederholt auf den Rosenbusch'schen Kern $\varphi = \overset{I}{R}_2Al_2Si_4O_{12}$; trotzdem glaubt Verf. seine Realität bezweifeln zu müssen. Nicht allein ist er in den Gesteinen fast stets zerfällt in $\overset{I}{R}AlSiO_4 + \overset{I}{R}AlSi_3O_8$, sondern er erscheint auch in jenen Gesteinsfamilien, für welche er charakteristisch sein soll, nicht ausreichend zur Erklärung

der Zusammensetzung basischer Glieder derselben, wie z. B. des Urtit, in welchem über 70 % $RAlSiO_4$, höchstens 22 % φ vorhanden sein müssen. Der Urtit ist daher in den Rosenbusch'schen Magmentypen nicht unterzubringen, während die Existenzmöglichkeit eines solchen Magmas vom Verf. für die Grorudit-Tinguáit-Serie vorausgesehen und auch als Sussexit aufgefunden ist. Aber selbst in jenen Gesteinen, welche mehr SiO_2 enthalten als dem Kern φ entspricht, wird die Existenz der Verbindungen $RAlSiO_4$ und $RAlSi_3O_8$ dadurch wahrscheinlich, dass die Nephelinsyenite öfter von diaschisten Gängen begleitet werden, welche ausschliesslich aus Alkalifeldspath und wenig dunklen Gemengtheilen bestehen, dagegen keine Spur Quarz noch Nephelin und nur wenig Kalkfeldspath enthalten. In diesem Falle ist die nächstliegende Annahme offenbar die, dass im Magma bei der Erstarrung wesentlich $RAlSi_3O_8$ vorhanden war und durch Differentiation angereichert wurde (z. B. die Grenzfacies des Umptekitporphyrs, Pulaskitporphyrs, Lestiwarits, und die Rhombenporphyre unter den Ergussgesteinen). Dass daneben speciell bei dem Zerfall des Laurdalitmagmas der Kern φ eine Rolle gespielt haben kann, geht aus der oben dargelegten Auffassung der Natronminette als Laurdalitmagma minus φ u. A. hervor (wobei dann aber später auch hier ein Zerfall von φ in Nephelin + Feldspath stattgefunden haben müsste, wie es Rosenbusch's Hypothese allgemein erfordert).

Auch die weitere Verbreitung des Rosenbusch'schen Kerns $CaAl_2Si_4O_{12}$ wird wenig wahrscheinlich, wenn man die Zusammensetzung der ungeheure Gebiete einnehmenden Anorthosite ins Auge fasst. Diese gestatten nicht die Annahme dieses Kerns und φ, sondern höchstens nur die des ersten, während der zweite durch $RAlSiO_4$ ersetzt werden müsste. Viel besser aber stimmen auch hier die Analysen mit der Annahme der beiden „Feldspathkerne" $RAlSi_3O_8$ und $CaAl_2Si_2O_8$, und viele lassen sogar nur die Annahme dieser beiden zu. Endlich lässt sich aber auch zeigen, dass das Al der Eruptivmagmen überhaupt nicht ausschliesslich auf den feldspathbildenden Kern beschränkt ist. Es ergiebt sich dies z. B. aus der Zusammensetzung des eine sehr beträchtliche Masse bildenden Magnetitspinellit von Routiwara, der Magnetit-Olivinite von Taberg und Longhult und des Biotitperidotit von Harzburg.

Die häufigen gesteinsbildenden Mineralen entsprechenden Kerne R_2SiO_4 und $RSiO_3$ (R = Mg, Fe, Mn) nimmt Verf. dagegen ebenfalls als vorhanden an, daneben scheinen ihm dann noch manche andere nöthig, z. B. $CaSiO_3$, $MgCaSiO_4$, $(Mg, Fe)Al_2SiO_6$, ferner muthmaasslich auch Metalloxyde und -Sulfide etc., kurzum, die „Kerne" sind aller Wahrscheinlichkeit nach dieselben Verbindungen, welche in den Mineralgemengtheilen der Eruptivgesteine wiederkehren.

Die Vorgänge, welche oben als durch Diffusion des Magma bedingt aufgefasst wurden, müssen nach allen Beobachtungen durch die Abkühlung der emporgedrungenen Magmen längs ihren Grenzflächen bedingt sein. Gegenüber G. F. Becker's Einwand, dass die Diffusion in den heutigen Laven nur ganz ausserordentlich langsam fortschreiten könnte, weist Verf. darauf hin, dass allerdings bei deren grosser Zähflüssigkeit und schneller

Erstarrung erhebliche Wirkungen der Diffusionsströmungen nicht zu erwarten, und ja auch nicht beobachtet sind, dass aber keine Veranlassung vorliegt, für die Magmen im Erdinnern einen ebensolchen zähflüssigen Zustand vorauszusetzen, dass ferner in der Tiefe erstarrende Magmen auch ihren Gehalt an Wasser etc. und damit ihre innere und äussere Beweglichkeit viel länger bewahren. Dass letzteres wirklich der Fall ist, ergiebt sich mit grosser Wahrscheinlichkeit aus den vielfach mehrere Kilometer breiten Gürteln von Contactgesteinen, in welchen die Umkrystallisation der Gemengtheile sicher sehr lange Zeit in Anspruch nahm. Die lange Zeit andauernde Abgabe von Wasser etc. und von Wärme musste aber selbst eine Ursache von Strömungen werden. Daher zeigen denn auch Gänge und kleinere Stücke ohne erhebliche Contactmetamorphose meist auch keine nennenswerthe Differentiation.

Gleichwohl schliesst sich aber Verf. Becker's Ansicht im Grossen und Ganzen an, dass die „gewöhnliche" Differentiation nicht die grossartige und allgemeine Verbreitung von Differentiationserscheinungen bei den Eruptivmagmen erklären kann. Daraus folgt aber keineswegs, dass überhaupt keine Differentiation stattgefunden habe, oder gar, wie Becker anzunehmen geneigt ist, dass die Ursache der beobachteten Erscheinungen in Mischungen zu suchen sei, letzteres wird schon durch das Vorkommen von Gängen ausgeschlossen, in welchen auf mehrere Kilometer Entfernung hin überall eine saure Gangmitte von basischen Salbändern zu unterscheiden ist, ebenso durch die gesetzmässigen Beziehungen, welche für das Verhältniss von Grenzfacies und Ganggefolge zum Hauptgestein bestehen. Diese Beziehungen erfahren auch durch die neueste Entmischungs- und Mischungshypothese von Michel-Lévy (dies. Jahrb. 1898. II. -238-) keinerlei Erklärung, sind vielmehr mit ihr z. Th. direct unvereinbar. Auch die nach Michel-Lévy zu erwartende Eruptionsfolge ist in sehr vielen, vielleicht sogar der Mehrzahl der Fälle, nicht vorhanden, vielmehr eine gerade umgekehrte, nämlich von basischen Gesteinen zu stetig saureren.

Dass es sich bei der Spaltung der Magmen um eine Entmischung nicht mischbarer Flüssigkeiten handelt, ist wenig wahrscheinlich. Wenn auch die Grenze zwischen zwei complementären Theilmagmen oft recht scharf ist, so kommt doch auch vielfach das Umgekehrte vor. Ferner sollte man dann eine Anordnung der Spaltungsproducte nach dem specifischen Gewicht erwarten, während sie vielfach eine gerade entgegengesetzte ist; viel wahrscheinlicher ist deshalb, dass es sich bei der Spaltung wesentlich um eine Concentration gewisser Bestandtheile längs den Abkühlungsflächen handelt, und dass, wie schon früher betont wurde, die Concentrationsfolge dabei der gewöhnlichen Krystallisationsfolge entspricht, ohne dass dabei die Schwere erheblich mitwirkte. Dagegen könnten nach Mittheilungen des Physikers Birkeland an den Verf. elektrische Ströme dabei in Frage kommen. Sie würden u. A. thermoelektrischen Ursprungs sein können und ihre Orientirung würde wesentlich durch das Verhältniss der Leitungsfähigkeit des fraglichen Magmas zu der (sehr viel geringeren) des umgebenden Gesteins

bedingt sein, und zwar würden die elektrischen Niveauflächen im Magma ungefähr seinen Grenzflächen parallel laufen. Die elektrischen Niveauflächen würden dann Differentiationsflächen im Magma hervorrufen und eine Elektrolyse nach sich ziehen, wie sie ähnlich am (festen) Glas beobachtet ist, wo an der Anode eine feste Schicht von Kieselsäure abgeschieden wird. Ausserdem würden die verschiedenen Jonen im Elektrolyt mit verschiedener Geschwindigkeit wandern und weitere Concentrationsänderungen nach sich ziehen.

[Ref. möchte zum Schluss einem Wunsch, vermuthlich auch vieler anderer Fachgenossen, Ausdruck geben, dass es nämlich gelingen möchte, Belegstücke der zahlreichen aus dem Kristiania-Gebiet beschriebenen wichtigen Gesteinstypen allgemeiner als bisher zugänglich zu machen, denn nur Wenigen ist es vergönnt, jene Gegenden unter sachkundiger Führung zu bereisen.]

Analysen.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO_2 . . .	54,55	44,22	45,77	48,06	47,10	40,29	32,35
TiO_2 . . .	1,40	2,50	1,70	2,57	1,75	4,37	1,85
Al_2O_3 . . .	19,07	12,73	16,16	16,95	16,42	10,93	7,40
Fe_2O_3 . . .	2,41	5,68	3,72	4,78	4,63	7,84	1,39
FeO	3,21	5,18	6,21	7,60	7,04	9,70	23,38
MnO . . .	0,17	0,45	Sp.	Sp.	0,36	0,15	2,86
MgO . . .	1,98	6,98	7,03	5,51	5,00	9,78	16,73
CaO . . .	3,15	11,57	9,01	7,79	7,64	11,83	0,92
Na_2O . . .	7,67	2,12	6,23	3,37	6,36	3,19	1,39
K_2O . . .	4,84	1,71	2,28	1,42	3,47	1,61	10,16
H_2O . . .	0,72	2,74	1,87	0,80	0,40	0,31 [2]	1,57 [4]
P_2O_5 . . .	0,74	1,05	0,29	0,63	0,48	—	—
Sa. . .	99,82	100,59 [1]	100,27	99,48	100,65	100,00 [3]	100,00 [3]

	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
SiO_2 . . .	48,46	57,00	51,22	51,95	55,50	58,61	57,52
TiO_2 . . .	3,05	0,55	1,70	1,95	0,50	1,10	0,92
Al_2O_3 . . .	16,81	18,03	17,56	14,95	22,45	21,12	18,46
Fe_2O_3 . . .	1,46	1,33	3,51	4,09	1,03	2,62	2,23
FeO . . .	9,14	3,52	4,34	5,70	1,32	1,14	2,44
MnO . . .	Sp.	0,49	0,20	0,30	—	Sp.	1,20
MgO . . .	4,44	1,53	3,22	3,54	0,47	0,79	1,08
CaO . . .	6,14	3,55	4,52	6,10	1,60	0,62	2,12
Na_2O . . .	6,31	7,53	5,72	5,43	10,74	7,85	7,58
K_2O	2,33	3,89	4,37	4,45	5,48	5,93	4,08
H_2O . . .	0,59	1,30	1,93	1,10	0,96	1,01	1,80
P_2O_5 . . .	0,67	0,41	1,08	1,15	Sp.	Sp.	0,21
Sa. . .	100,68 [5]	100,18 [6]	99,97 [7]	100,71	100,05	100,79	99,64

[1] Incl. 3,66 CO_2. — [2] Ist Fl! — [3] Reducirt nach Abzug von etwas Apatit etc. — [4] Incl. Fl. — [5] Incl. 1,28 CO_2. — [6] Incl. 1,05 CO_2. — [7] Incl. 0,60 CO_2.

	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX
SiO_2	60,50	60,11	56,50	58,50	66,50
TiO_2	0,75	0,96	0,85	—	0,70
Al_2O_3	16,86	19,01	18,14	18,14	16,25
Fe_2O_3	1,67	4,63	3,12	7,07	2,04
FeO	2,54	0,37	2,86		0,19
MnO	0,20	Sp.	—	—	0,20
MgO	1,11	0,23	1,22	1,51	0,18
CaO	2,95	0,66	3,38	2,89	0,85
Na_2O	6,46	6,53	5,28	5,53	7,52
K_2O	5,42	5,36	1,60	2,36	5,53
H_2O	1,40	1,37	1,26	3,45 [3]	0,50
P_2O_5	0,21	0,84 [2]	5,11 [2]	—	Sp.
Sa.	100,77 [1]	100,07	99,32	99,45	100,46

	Ia	Ib	IIa	IIb	IVa	Va	VIIIa	IXa
Kalifeldspath	19,0	17,2	4,7	39,8	2			17,8
Natronfeldspath	40,6	28,9	18	Andesin	28	42,5	40	48,5
Kalkfeldspath	2,7	—	16,9		14			4,6
Nephelin	13	18,0	—	—	—	5	6 [4]	5 [5]
Sodalith	2	—	—	—	—	3,5	—	—
Augit + Aegirin	8,3	5,0	5,0	5,0	25	1	1	8,3
Hornblende + Barkevikit	—	0,5	33,4	38,5	9	31	28	—
Glimmer	9,7	1,2	—	—	15	11	17,5	14
Olivin	—	8,2		12,5	—	—	—	—
Eisenerze + Apatit + Titanit + Carbonate	4,4	22	17,8	4,5	7	6	7,5	3

	Xa	XIa	XIIa	XIIIa	XIVa	XVa	XVIa	XIXa
Kalifeldspath	53	51,5	55,2	29	17,3	26,7	31,7	32,7
Natronfeldspath				39	48,6	53,7	55,2	58,4
Kalkfeldspath				—	3,5	3,1	4,5	—
Nephelin	—	—	27,5	16	6,2	—	—	—
Sodalith	—	—	8,5	—	—	—	—	—
Augit + Aegirin	13	16,5	4,7	5,9	10,1	—	—	7,9
Hornblende + Barkevikit	—	—	—	3,8	—	—	—	—
Glimmer	29	26,5	2,5	2,5	10,9	13,5	—	—
Olivin	—	—	—	—	—	—	—	—
Eisenerze + Apatit + Titanit + Carbonate	3,5	5,4	1,5	2,5	1,5	3,5	6,8	1,7

[1] Incl. 0,70 CO_2. — [2] Ist CO_2. — [3] Incl. CO_2. — [4] Ist Cancrinit! — [5] Darunter 2 Cancrinit.

O. Mügge.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

R. Lamprecht: Von dem Montanwesen der Milleniumsausstellung zu Budapest 1896. (Berg- u. hüttenmänn. Jahrb. **44**. 1896. **45**. 1897. Mit Tafeln u. Textfiguren.)

Dieser Bericht enthält eine Anzahl von Aufsätzen über die wichtigsten Berg- und Hüttenwerke Ungarns. Der Hauptinhalt befasst sich mit technischen und Betriebs-Einrichtungen; die geologischen Verhältnisse der verschiedenen Lagerstätten werden jedoch zumeist genügend eingehend besprochen, um eine allgemeine Orientirung zu erhalten, welcher auch die etwas schematisirten Profile dienen. Es mag hier genügen, anzuführen, welche ungarischen Bergbaue besprochen werden. Es sind dies: der Kohlenbergbau Anina, der Kohlenbergbau bei Reschitza (Szekul und Doman), der Braunkohlenbergbau Mehadia, Eisensteinbergbau in Vaskö-Dognácska, Kohlenbergbau Salgó am Medves-Plateau, Kohlenbergbau im Hangony-Thale, Eisenerzbergbau Vashegy, Rakos und Lucia, Steinkohlenbergbau bei Fünfkirchen (Lias, unlängst wurden *Plesiosaurus*-Wirbel im Flötz selbst gefunden), Eisensteinbergbau bei Ruszkitza und Kalán, Goldbergbau Ruda, Gold- und Silberbergbau bei Boicza (im Hunyader Comitat in Siebenbürgen), Goldbergbau Muszari, Goldbergbau Kis-Almás-Porkura, Goldbergbaue von Verespatak, die Salzbergbaue Siebenbürgens (Maros-Ujvár, Deésakna, Parajd, Vizakna, Torda) und die Eisensteinbergbaue von Rudobánya. **Katzer.**

J. H. L. Vogt: Kirunavara Jernmalmfelt og Ofatbanen. (Anhang 4 der norweg. Regierungsvorl. über die Ofotbahn in Norbotten (Schweden). Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. 254—256.)

Das sedimentäre Eisenerzlager von Kirunavara—Luossavara ist zwischen einen älteren und einen jüngeren Feldspathporphyr eingeschaltet. Nach seiner Erzmenge und seinem Eisengehalt scheint es das bedeutendste Eisenerzlager in Europa zu sein. Über dem Niveau des angrenzenden Sees Luossajärvi enthält es nach der Schätzung von Hj. Lundbohm mindestens 233 Mill. Tonnen, nach Vogt sogar 292 Mill. Tonnen. Bis zur Tiefe des Sees dürfte es mindestens 500, wahrscheinlich aber 750 Mill. Tonnen an Erz liefern. Über 100 Mill. Tonnen können durch Tagebau gewonnen werden.

Das Erz besteht aus Magnetit, Eisenglanz und Apatit, wozu $1\frac{1}{2}$—2 % fremde Bestandtheile kommen. Der Eisengehalt beträgt durchschnittlich 66 %. Die Mischung mit Apatit bedingt einen ziemlich hohen Phosphorgehalt, der meist ca. 1 %, vielfach sogar 2—3 % und nur ausnahmsweise 0,03—0,05 % beträgt. **Th. Liebisch.**

Ch. R. van Hise and W. S. Bayley: The Marquette Iron-Bearing District of Michigan, including a chapter on the Republic Trough by H. L. Smith. (Monographs of the U. S. Geol. Surv. **28**. 4°. XXVII u. 608 p. 35 pls. u. Atlas mit 39 Karten in fol. Washington 1897.)

Unter den wichtigen Eisenerzdistricten am Lake Superior ist der Marquette-District der älteste, und daher schon so vielfach Gegenstand der Untersuchung gewesen, dass die von Bayley dargestellte Geschichte derselben 148 Seiten umfasst. Der District erstreckt sich von Marquette am W.-Ende des Lake Superior bis nach dem 40 miles westlich gelegenen Michigamme, seine Breite schwankt für den Haupttheil zwischen 1—6 miles. Die Ablagerungen bestehen aus drei discordant übereinanderliegenden Complexen, dem Basement-Complex, dem Unter-Marquette-Complex und dem Ober-Marquette-Complex; die beiden letzteren Abtheilungen entsprechen dem Unter- und Ober-Huron an der N.-Küste des Lake Superior, annähernd auch den unteren und oberen Menomenee-Series. Im Ganzen scheint eine grosse Ähnlichkeit mit den Eisenerzablagerungen des westlich gelegenen Penokee-Districts zu bestehen, über die in dies. Jahrb. 1897. I. -81- nach van Hise berichtet ist.

Der Basement-Complex erscheint am N.- und S.-Rande des Gebietes, inselartig ragen auch einzelne Theile aus den Marquette-Schichten in der Mitte heraus, letztere bilden in dem langgestreckten Schichtenstreifen die Axe der Antiklinale, die beiderseits von den untersten Marquette-Schichten umsäumt werden. Der nördliche Theil des Basement-Complexes besteht hauptsächlich aus gefalteten grünen Schiefern, Gneissen, Gneissgraniten und Syeniten, die aber vielfach von Gängen saurer und basischer Gesteine und von Peridotitstöcken durchdrungen werden. Die Ganggesteine sind fast alle geschiefert und älter als die Marquette-Gesteine, einige geschieferte Diabase scheinen von Keweenawan-Alter zu sein. Die Gneisse unterscheiden sich vom Granit nur durch die Vollkommenheit der Schieferung und die Menge der Neubildungen von Mikroklin, Plagioklas und Muscovit. Die gneissigen Syenite bestehen wesentlich aus Feldspath und Hornblende. Beide haben die Structur intrusiver Gesteine und sind mit Grünsteinen so innig verquickt, dass es unmöglich ist, sie kartographisch auseinander zu halten. Die Intrusion erfolgte jedenfalls in erheblicher Tiefe, erst später kamen die Gesteine durch tiefgehende Erosion zu Tage und gelangten in zahlreichen Geröllen in die unteren Marquette-Schichten. Auch die Grünsteine sind erheblich älter als die Marquette-Schichten, ihr Material scheint hauptsächlich aus umkrystallisirten Tuffen und Laven basischer Gesteine zu bestehen, ihr Liegendes ist bisher nicht aufgefunden. Irgendwelche unzweifelhaften reinen Sedimente fehlen dem Basement-Complex durchaus.

In dem südlichen Basement-Complex treten die Grünschiefer etwas mehr zurück, dagegen spielen Glimmer- und Hornblendeschiefer und ein als Palmer-Gneiss bezeichnetes Gestein eine grössere Rolle. Letzteres scheint in den meisten Fällen ein ausserordentlich stark gequetschter Granit zu sein, der namentlich an den Grenzen des Granits zu den Marquette-Sedimenten vorkommt, ausnahmsweise aber auch im Cement und Geröllen grober Conglomerate an der Basis der Marquette-Formation erscheint, und dann wohl aus zerquetschten Arkosen desselben Granits hervorgegangen ist. Die Hornblendeschiefer sind zerquetschte basische Eruptivgesteine,

die glimmerreichen ebenso aus sauren und Tuffen derselben hervorgegangen. Beide sind oft deutlich gebändert und ebenschieferig, älter als die Granite und vielleicht auch als die Grünschiefer. Reine Sedimente fehlen auch hier. Die isolirten Fetzen des Basement-Complexes innerhalb der Marquette-Formation bildeten zur Zeit der letzteren vielleicht Inseln, z. Th. mögen sie auch erst später durch die jüngeren Sedimente hindurchgestossen sein. In ihrer Zusammensetzung weichen sie nicht erheblich von den vorher beschriebenen ab.

Die untere Marquette-Formation zerfällt in folgende Theile: Mesnard-Quarzit, Kona-Dolomit, Wewe-Schiefer, Ajibic-Quarzit, Siamo-Schiefer, Negaunee-Schichten. Die ersten drei genannten (unteren) Schichten erscheinen aber, da das Meer von N. und O. transgredirte, nur im NO. Der Mesnard-Quarzit bildet im Grossen zwei eng zusammengepresste Synklinalen, deren Flügel in drei scharfen Rücken hervorspringen. Er besteht aus einem Gemenge von Conglomeraten, Grauwacken, Grauwackenschiefern und Quarziten, letztere überwiegen und gehen stellenweise in stark gefaltete und zertrümmerte Quarzitschiefer über. Die Conglomerate enthalten neben vorherrschenden Geröllen auch grosse Bruchstücke eisenschüssiger Schiefer, stellenweise werden sie äusserst granitähnlich, und wo sie mit Granit zusammenstossen, finden sich in ihnen grobe Conglomerate von Granit, dessen Gemengtheile, wo er stark zersetzt ist, in die überlagernden Schiefer hineingehen. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen schwankt wegen der Unregelmässigkeit des Untergrundes in weiten Grenzen, etwa zwischen 150—600′, scheinbar grössere sind wohl Folge der Faltung.

Das Verbreitungsgebiet des Kona-Dolomits erscheint infolge stark wechselnder Faltung ausserordentlich zerrissen, im Allgemeinen nimmt es nach W. hin rasch zu; bei der Faltung haben nicht die Dolomite, wohl aber die mit ihnen wechsellagernden Kieselschiefer, Grauwacken und Quarzite Schieferung, zuweilen nach mehreren Ebenen, angenommen. Der Dolomit enthält öfter beträchtliche Eisenmengen, Reibungsbreccien sind häufig; Mächtigkeit mindestens 700′.

Die Wewe-Schiefer sind infolge ihrer stärkeren Verwitterbarkeit weniger gut als die vorigen aufgeschlossen. Es sind Schiefer und Grauwacken, an der Basis, da, wo sie auf granitischem Gestein aufruhen, quarzitisch oder mit Quarzitconglomerat, wenn feinkörnig, stark geschiefert; sie werden dann auch wohl Glimmer- und Knotenschiefern ähnlich. An manchen Stellen sind sie auch ganz zertrümmert und die Bruchstücke durch Abschleifen so gerundet, dass conglomeratähnliche Reibungsbreccien entstehen. Die scheinbaren Rollstücke werden durch Adern von Quarz, Jaspis und Eisenglanz verkittet, diese bilden auch concentrische Ringe um sie mit Quarz als innerster, Jaspis als äusserster Lage. Der Hämatitgehalt steigert sich bis zur Abbauwürdigkeit. Mächtigkeit ca. 500′.

Ajibic-Quarzit. Die vielfachen Falten dieser Ablagerung markiren sich topographisch wegen ihrer geringen Verwitterung sehr gut in zahlreichen Rücken mit schroffen Abhängen. Soweit sie (im W.) direct auf dem Archäicum ruhen, bestehen sie wieder aus Conglomeraten und re-

componirtem Granit; im O. zeigt sich zunächst eine Wechsellagerung mit Quarziten, dann erscheinen letztere allein als glasiger Quarzit, Conglomerat-, Grauwacken- und Glimmerschiefereinlagerungen sind selten. Dagegen kommen durch die Faltungsbewegungen auch hier wieder Pseudoconglomerate zu Stande, welche sich durch eisenschüssiges quarzitisches Bindemittel auszeichnen. Im NO. entstehen durch Wechsellagerung Übergänge in die Siamo-Schiefer, ebenso im S. und SW. in die Negaunee-Formation. Hier werden die Faltungen und Zerquetschungen besonders stark, zugleich treten eisenreiche Hornblende (Grünerit), Granat, Chlorit, Biotit, Muscovit und Magnetit vielfach als Gemengtheile auf. Mächtigkeit ca. 900′.

Siamo-Schiefer erscheinen namentlich in den Thälern zwischen den vorigen und den Negaunee-Schichten, sie schwanken in ihrer Zusammensetzung zwischen groben feldspathreichen und feinkörnigen Grauwacken und Schiefern. Eisenerze haben sich namentlich an der Grenze zum Liegenden auf zahlreichen Spalten abgesetzt, meist Hämatit und Magnetit, eisenschüssige Kieselbildungen sind seltener. Mächtigkeit anscheinend 1250′, in Wirklichkeit wegen der Faltung wohl erheblich geringer.

Negaunee-Formation. Charakteristisch sind reichliche Eisenerze und mit ihnen vermuthlich genetisch verbundene diabasische Eruptivgesteine. Letztere erscheinen in Stöcken, von denen zahlreiche Gänge ausstrahlen, und in laccolithischen Massen; Eindringen in die hangenden Schichten ist häufiger als in die liegenden, tuffige Massen weisen auf gleichzeitige vulcanische Ausbrüche hin. Die Eruptivmassen machen sich mehr noch als die Eisenerze topographisch bemerklich; im Gebiet von Ishpeming-Negaunee bestehen fast alle Kuppen und Rücken aus Grünsteinen, während die Eisenerzlager die Thäler dazwischen erfüllen; nur wo letztere aus Jaspis- oder Grünerit-Magnetitschiefern bestehen, treten auch sie stärker hervor. Die Contactflächen zwischen Grünstein und Erzen sind durch Faltung etc. äusserst complicirt, die Auflagerung auf dem Liegenden concordant, die Grenze durch Wechsellagerung und Übergänge vielfach verwischt. Gegenüber dem Hangenden macht sich eine Discordanz, meist allerdings nur von 5—15° bemerklich, sie steigt aber local auf 90°. Die Mächtigkeit war ursprünglich wohl grösser als jetzt (500′), stellenweise ist die Negaunee-Formation sogar völlig erodirt. Die Gesteine sind fast alle mehr oder weniger eisenerzhaltig, sie führen entweder Siderit, Grünerit oder Magnetit, Hämatit, Limonit oder diese gleichzeitig; einige sind zugleich kieselig und enthalten wesentlich nur Jaspis, andere bestehen ganz vorwiegend aus Eisenerz; erstere sind häufiger als letztere zertrümmert.

Die Sideritschiefer enthalten etwa 50—60 % $FeCO_3$, 40—25 SiO_2, 1—2 Fe_2O_3 etc., sie gehen durch Verwitterung oder Metamorphose in Magnetit-Grüneritschiefer und eisenhaltige Kieselschiefer über. Erstere haben dann auch eine ganz ähnliche Structur wie die Sideritschiefer, indem Grünerit- + Magnetitbänder den Platz der Carbonatbänder einnehmen. Sie treten namentlich in den unteren Horizonten, zuweilen unterhalb der Intrusivgesteine auf, führen etwa 40—60 % SiO_2, 39—47 Eisenoxyde,

4—10 Ca O + Mg O etc., wesentliche Gemengtheile sind Grünerit, Magnetit und Quarz. In den eisenhaltigen Schiefern, die durch Oxydation aus den sideritischen hervorgehen, ist das Eisenerz wesentlich Hämatit und Limonit, die Structur wie vorher. Die eisenhaltigen Kieselschiefer bestehen aus wechselnden Lagen von eisenschüssigen Kieselmassen und erdigem Rotheisen (überwiegend) + Brauneisen + Magnetit. Sie sind aus den vorigen durch Umkrystallisation der Kieselsäure und des Eisenerzes, vielleicht unter Zufuhr derselben hervorgegangen, auf das mannigfaltigste gefältelt und zertrümmert bis zur Entstehung conglomeratähnlicher Breccien. Sie liegen namentlich im mittleren und unteren Theile der Formation, gerade über dem Contact mit den Grünsteinen. Ganz ähnlich sind die sog. Jaspilite, welche aus wechselnden Lagen von feinkrystallinischem eisenschüssigen Quarz und Eisenoxyd in der Form von Hämatit bestehen. Der letztere ist durch die Gleitbewegungen bei der Fältelung längs den Schichtflächen z. Th. in Eisenglimmer verwandelt, daneben ist auch umkrystallisirter Eisenglanz mit deutlichen Endflächen vorhanden. Die Jaspilite, welche als „hard-ore-jasper" im Gegensatz zu den Erzen der vorigen Schicht (soft-ore-jasper) bezeichnet werden, enthalten etwa 62 % Fe_2O_3 neben etwa 17 % SiO_2; sie nehmen stets einen bestimmten Horizont, nämlich den obersten unter dem hangenden Goodrich-Quarzit, ein.

Neben den Eisenerzen erscheinen in diesen Gesteinen öfter Pyrit, Granat, Chlorit und Manganoxyde. Da die Grüneritschiefer meist eng mit den Grünsteinen vergesellschaftet sind, wird angenommen, dass sie metasomatischen Processen, vermuthlich unter Beihilfe heisser, von den Intrusivgesteinen ausgehender Wässer, ihre Entstehung verdanken. Die heissen Wässer mögen z. Th. das Eisencarbonat haben absetzen helfen, z. Th. mögen sie durch ihren Alkaligehalt die Entfernung der SiO_2 begünstigt haben. Von dem Hämatit der Jaspismassen wird vermuthet, dass er aus dem erdigen Eisenerz der Kieselschiefer durch Dynamometamorphose hervorgegangen sei.

Die obengenannten Erzhorizonte (die Siderit-Magnetit-Grüneritschiefer zu unterst, die Jaspismasse zu oberst) sind nicht überall ausgebildet. Die obersten reichen vielfach in den nächst überlagernden Goodrich-Quarzit hinein. In den mittleren, meist aus weichem Erz bestehenden Horizonten lagern die Erze fast stets in Mulden, gebildet von meist zu sogen. „Seifenstein" veränderten und geschieferten Diabasen. Die Entstehung der Erze scheint sehr ähnlich denen im benachbarten Penokee-District. Von wesentlichem Einfluss sind wohl der Verlauf der Klüfte gewesen, welche dem Wasser Zutritt gestatteten, ebenso des für Wasser undurchdringlichen „Seifensteines". Für die Aufsuchung der Erze empfiehlt Verf. auch magnetische Untersuchungen.

Die obere Marquette-Formation. Die Transgression gegenüber der unteren Marquette-Formation wird durch eine als Goodrich-Quarzit bezeichnete Conglomeratbildung markirt; sie liegt infolge Erosion der Negaunee-Schichten z. Th. direct auf Ajibik-Quarzit oder sogar auf dem Basement-Complex; danach schwankt auch ihre Mächtigkeit und Zu-

sammensetzung, namentlich der Gehalt an Jaspis und Eisenerz. Letzteres ist z. Th. als Detritus vorhanden und dann wohl in keinem Falle abbauwürdig, manchmal hat aber später eine Concentration stattgefunden, namentlich in der Form von Magnetit und Martit. Der Übergang in die überlagernden Michigamme-Schichten ist meist allmählich. Im W. werden die Quarzite weniger mächtig und schliesslich durch gebänderte Magnetit-Grüneritschiefer, die Bijiki-Schiefer, ersetzt (beide Facies werden als Ishpeming-Formation zusammengefasst). Sie ähneln in der Zusammensetzung sehr den Magnetit-Grüneritschiefern der Negaunee-Formation, unterscheiden sich von diesen namentlich durch ihre grosse Festigkeit, zumal für Bruch parallel der Schichtung. Zu den gewöhnlichen Gemengtheilen gesellen sich öfter noch gemeine Hornblende, Granat, Siderit. Eisenerzlager erscheinen namentlich an der oberen Grenze. Mächtigkeit im Maximum 520'.

Die Michigamme-Formation bestand ursprünglich aus Schieferthonen und Sandsteinen; bei starker Metamorphose sind daraus aber Glimmerschiefer, Glimmergneisse etc. entstanden, in den höchst krystallinen Theilen im W. erscheint auch granitähnliches Gestein mit reichlichem neugebildeten Feldspath. Der Grund der im W. viel weitergehenden Metamorphose ist vielleicht die im W. intensivere Faltung, welche zur Bildung einer grossen Synklinale mit vielen kleineren Antiklinalen und Synklinalen geführt hat. Ein Gehalt an Eisenerzen, vorwiegend Limonit, ist häufig, namentlich über den vulcanischen, als Clarksburg-Formation bezeichneten Massen, grössere Erzansammlungen sind aber selten. Die Mächtigkeit beträgt wohl mindestens 1000—2000'. Die den obersten Horizont einnehmende Clarksburg-Formation enthält zahlreiche Ströme basischer Lava, Tuffmassen, Conglomerate und Breccien, wechsellagernd mit Grauwacken, Quarziten und Schiefern; alle werden von Gängen und unregelmässig begrenzten Massen von Grünstein durchsetzt. Die Laven, alle basisch, scheinen hauptsächlich in der Mitte des jetzigen, durch zahlreiche rundliche Hügel bezeichneten Verbreitungsgebietes dieser Formation bei Clarksburg erumpirt zu sein. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen ist wegen undeutlicher Schichtung und vielfacher Faltung nicht zu schätzen.

Die Eruptiv- und Intrusivmassen selbst sind von Bayley noch einer besonderen Untersuchung unterworfen. Die intrusiven Gesteine scheinen mit denen der älteren Formationen übereinzustimmen, die Laven scheinen denselben Magmen zu entstammen. Die Tuffe sind unter Wasser gebildet, mit gewöhnlichen Sedimenten vermischt und vielfach umkrystallisirt. Auch die Laven haben ihren ursprünglichen Charakter als Diabasmandelsteine nur selten deutlich bewahrt. Die Hauptgemengtheile der Laven wie der Tuffe sind jetzt Hornblende, Biotit, Chlorit, zersetzter Plagioklas, Magnetit, Granat und Quarz. Granat und Amphibol, beide idiomorph, sind jedenfalls Neubildungen, Biotit scheint namentlich bei Einmengung gewöhnlichen Sediments gebildet zu sein und reichert sich besonders in stark geschieferten Varietäten bis zur Bildung wahrer Biotitschiefer an. Die in Stöcken und Gängen auftretenden massigen Gesteine sind, wenn auch ebenfalls verändert, doch erheblich frischer als die massigen Gesteine von höherem

Alter als die Clarksburg-Schichten, auch ihre Structur ist deutlicher erhalten, vermuthlich, weil sie nicht mehr mit gefaltet sind; es sind vielleicht Aequivalente der massigen Gesteine des Keweenaw, mit denen sie grosse Ähnlichkeit haben. Unter ihnen sind auch Olivin- und Quarzdiabase nachzuweisen, und zwar enthalten letztere auch etwas Olivin neben viel Quarz, der mikropegmatitisch mit Plagioklas verwachsen ist. Als Contactproducte der Diabase sind vielleicht Granaten aufzufassen, die am Mt. Humboldt im Grüneritschiefer da besonders reichlich auftreten, wo er von einem in Chloritschiefer umgewandelten Diabas gangförmig durchsetzt wird.

O. Mügge.

R. Beck: Die Zinnerzlagerstätten von Bangka und Billiton (nach R. Verbeek, Geologische Beschrijving van Bangka en Billiton. Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië. 1897). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. 121—127.)

Der Aufsatz des Verf.'s ist ein Referat über Verbeek's Werk nebst einigen kritischen Zusätzen zu demselben.

Die Inseln Bangka und Billiton bauen sich der Hauptsache nach auf aus einem steil aufgerichteten Sandstein- und Schiefergebirge, welches wahrscheinlich der präcarbonischen alten Schieferformation an der Westküste von Sumatra entspricht, und in dem zahlreiche Granitstöcke aufsetzen. Die Granite sind der Mehrzahl nach sicher jünger als das Schiefergebirge, welches deutlich contactmetamorphosirt ist und zudem von Granitgängen durchsetzt wird, die mit den Stockgraniten in Verbindung stehen. Der Durchbruch der Granite fand erst nach der Faltung des Schiefergebirges statt, dessen Schichten sich theils an den Granit anlegen, theils deutlich an ihm abstossen. Die Granite sind theils normale, theils Hornblendegranitite und Aplite; auch Granitporphyre und Quarzporphyre kommen vor. Auf die Existenz älterer Granite lässt nach Verbeek granitisches Material in den Sandsteinen schliessen.

Das Zinnerz kommt theils auf ursprünglicher Lagerstätte in Gängen, theils in Seifen vor. Für die ersteren betont Verbeek nachdrücklich, dass in zahlreichen Granitproben nie ein Zinnsteinkörnchen sicher nachgewiesen sei, hält daher das Vorkommen von Zinnstein als accessorischem Gemengtheil der dortigen Granite für ausgeschlossen und sieht darin einen wesentlichen Unterschied gegenüber den europäischen Zinnerzvorkommnissen. Beck bezweifelt die Zuverlässigkeit der Untersuchungen Verbeek's nicht, konnte aber auf Grund eigener Untersuchungen die Angaben früherer Autoren, besonders von Posewitz, über das accessorische Vorkommen des Zinnsteins in Bangka-Graniten ausdrücklich bestätigen, und auch das nach Verbeek nur ganz untergeordnete und locale Vorkommen von Zwitterbildungen scheint in Wirklichkeit weit verbreiteter zu sein. So konnte Beck selbst einen echten, Zinnstein und Wolframit sowie Lithionglimmer führenden topasreichen Greisen vom Hügel Sĕlinta im Ladigebirge an der Ostküste von Mittel-Bangka untersuchen, dessen Zusammensetzung näher

beschrieben wird. Die Meinung VERBEEK's, dass „das Zinnerz nicht überall in dem Granit vorkommt, sondern nur auf einzelne locale Imprägnationen an den Gängen, Schnüren und zuweilen millimeterdünnen Äderchen, welche durch das Gestein laufen, beschränkt ist", erscheint somit nicht zutreffend, hat aber andererseits zu der höchst wichtigen Entdeckung geführt, dass manche dortigen Granite von Hause aus eine deutliche, bestimmbare Menge SnO_2 enthalten, und zwar chemisch gebunden an Silicate, also als Vertreter der Kieselsäure. Die betr. Analysen wurden durch CL. WINKLER in Freiberg ausgeführt. Auch der bei dieser Gelegenheit mituntersuchte, früher von STELZNER isolirte Glimmer aus dem Topas und etwas Zinnstein führenden Turmalingranit von Wilzschhaus bei Eibenstock enthält 0,042 % Zinnoxyd, während er sich unter dem Mikroskop als frei von Zinnstein erwies. Die gleichfalls von STELZNER isolirten Feldspäthe ebendaher enthalten jedoch keine Spur Zinnoxyd.

Die genetische Abhängigkeit der Zinnerzgänge von den Bangka-Graniten, die hiernach wohl zweifellos ist, denkt VERBEEK sich in der Weise, dass wahrscheinlich aus den noch nicht erkalteten tiefsten Theilen der granitischen Massen aufsteigende Lösungen den Zinnoxydgehalt den Gangspalten zuführten.

Die Zinnerzgänge selbst sind meist nur geringmächtig, bis zu 2 m mächtige Gänge sind Ausnahmen. Ausser dem Zinnstein enthalten die Quarzadern beinahe alle Magnetit, manche auch Turmalin, einige Wolframit. Grosse Quarzkrystalle in den Seifen deuten auf Drusen in mächtigeren Gängen. — Die von VERBEEK geleugnete Umwandlung des Granits von den Gängen aus in Greisen hat BECK, wie oben bemerkt, nachgewiesen. — Im Sandstein meist parallel den Schichtfugen aufsetzende Quarzschnüre enthalten entweder nur Zinnerz oder auch Pyrit, Spatheisenstein und Brauneisenstein und haben dann einen eisernen Hut. Neben den eigentlichen Zinnerzgängen kommen auch Magnetitgänge vor, bis zu 5 m mächtig werdend.

Grosse lose, wenig abgerollte krystalline Zinnerzblöcke im Gewicht bis zu mehr als 1000 kg, die auf dem verwitterten Grundgebirge lagen und von quartärem Sand und Thon bedeckt waren, schreibt VERBEEK den weiter klaffenden, später denudirten obersten Theilen der Gänge zu, in denen grosse Zinnsteinmassen, die der Denudation später Widerstand boten, zum Absatz gelangten, während in den tieferen, heute noch erhaltenen Gangtheilen nur Quarz oder Quarz mit wenig Zinnerz abgesetzt wurden, indem die heissen aufsteigenden Quellen sich ihres verhältnissmässig geringen Metallgehalts im Wesentlichen erst dicht unter der Erdoberfläche während langer Zeiträume mit Hilfe von Verdunstung und Abkühlung entledigten. Diese Denudation der viel reicheren obersten Gangregionen ist nach VERBEEK auch die Ursache des massenhaften Auftretens von Zinnstein in den Seifen.

BECK bemerkt dazu, dass das Auftreten grosser Zinnerzklumpen in den obersten Teufen von Gängen nicht ohne Beispiel ist, so z. B. in denjenigen von Bolivia; auch die für Gänge charakteristische Krustenstructur,

die ein von ihm untersuchter Bangkaer Zinnerzklumpen zeigte, spricht dafür, wenn auch der Umstand, dass heute von dieser supponirten oberen Teufenregion anscheinend nirgends Spuren übrig geblieben sind, zu Bedenken Anlass geben kann. — Verbeek sieht seine Anschauung von dem Absatz der Zinnerze aus Lösungen bestärkt durch die Existenz einer zinnoxydhaltigen (0,5 %) Kieselsinter abscheidenden warmen Quelle in Sĕlangor auf Malakka. Die Abweisung des Aufsteigens gas- und dampfförmiger Verbindungen an Stelle von Lösungen — denen übrigens auch Beck gegenüber den letzteren bei den europäischen Lagerstätten ebenfalls nur eine begleitende Rolle zuschreiben möchte, besonders bei den mächtigeren Gängen mit inneren Drusenräumen — gründet Verbeek besonders auch auf das vermeintliche Fehlen der Greisen-Umwandlung. Einen weiteren Gegensatz sieht er gegenüber europäischen Vorkommnissen in dem nur seltenen Auftreten fluorhaltiger Mineralien, wogegen Beck an den Reichthum des Greisens vom Hügel Sĕlinta an Topas, an die Turmalingranite und die Thatsache erinnert, dass von Cl. Winkler in Zinnoxyd enthaltendem Granitglimmer von Bangka neben Lithium auch Fluor nachgewiesen wurde.

Die von Verbeek sehr eingehend beschriebenen Zinnseifen behandelt Beck ziemlich kurz. Man unterscheidet Bergzinnseifen oder Kulitzinnseifen, und Thalzinnseifen oder Kollongseifen. Das vorherrschende Profil der letzteren ist folgendes: Zu oberst liegt ein sehr armer, unbauwürdiger Abraum von geschichteten Thonen und Sanden, auf Billiton gewöhnlich 4—6, selten 8—11 m, auf Bangka 8—12, zuweilen 14—16 m mächtig. Darunter folgt die auf dem „Kong" genannten Grundgebirge (Granit, Schiefer oder Sandstein) unmittelbar aufliegende, als „Kaksa" bezeichnete Erzlage, 0,1—0,25 m, selten bis 1 m mächtig, und in der Hauptsache aus Quarz, sowie aus Schieferbröckchen oder Granitgrus bestehend. Untergeordnete Beimengungen sind Quarz mit Turmalin als Bruchstückchen von Gängen, Brauneisenstein und Manganit. Der Zinnerzgehalt beträgt meist 2—4, selten bis 10 Gewichtsprocente der „Kaksa". Als seltenere Bestandtheile führt Verbeek noch an fossile Früchte, höchstens jungquartäre marine Muscheln in den wenig über dem Meeresniveau gelegenen Theilen, Quarzkrystalle bis $\frac{1}{3}$ m lang, Beauxitknollen, Topaskrystalle (Billiton) und Monazitkörner (thoriumfrei und ohne Fluor). Einen sehr merkwürdigen Bestandtheil bilden die von Verbeek eingehend beschriebenen Kugeln von natürlichem Glase, deren Masse einem Obsidian oder besser dunkelgefärbtem Moldavit gleicht. Auf Verbeek's Hypothese über ihre Herkunft geht Beck nicht ein. Manche Seifen besitzen endlich auch einen ganz geringen Goldgehalt, andere führen sehr selten Wolframit.

Das Zinnerz tritt in den Seifen von den erwähnten grossen Klumpen an in allen Abstufungen bis zu den winzigen Körnchen des feinsten Zinnerzsandes und Zinnerzmehles nahe den Flussmündungen auf. Das Erz der grösseren krystallinen Klumpen zeigt unter dem Mikroskop ganz gewöhnlich Einschlüsse von Magnetit und ist zuweilen mit Turmalinkrystallen verwachsen. Die durch die Analysen ermittelte Beimischung von 0—2 % Eisenoxyd im Zinnerze erklärt sich durch den mikroskopischen Befund.

Zum Schlusse äussert Beck die Überzeugung, dass ein sowohl mit den europäischen wie mit den indischen Lagerstätten vertrauter Forscher leicht noch mehr übereinstimmende Merkmale auffinden würde, als er sie gegenüber Verbeek's Meinung schon nachgewiesen hat.

Beushausen.

H. Höfer: Gutachten über die Hintanhaltung von Thermenkatastrophen in Teplitz-Schönau. (Als Manuscript gedruckt 1895.)

Ein, wenn auch etwas verspätetes Referat über dieses umfassende und gründliche Werk dürfte um so mehr angezeigt sein, als dasselbe im Buchhandel nicht erschienen ist und daher vorläufig nur ein enger Kreis Kenntniss davon besitzt.

Höfer hat sich in Bezug auf die Verhinderung weiterer Thermenkatastrophen in Teplitz-Schönau, die bekanntlich mit dem grossen Wassereinbruch im Döllinger-Schacht bei Dux im Jahre 1879 begonnen und sich später wiederholt haben, für die Anlage eines mindestens 286 m tiefen Centralschachtes, aus welchem die Curstädte stetig mit Thermalwasser versorgt werden könnten, ausgesprochen, weil er in demselben das einzige Mittel sieht, um die Thermen und den so wichtigen Braunkohlenbergbau von einander unabhängig zu machen, so dass weiter keines vom anderen gefährdet werden könnte. Dieses Project wird in einem 84 Grossquartseiten umfassenden, von 2 Tafeln begleiteten Berichte eingehend erläutert und begründet.

Nach einer kurzen allgemeinen geologischen Übersicht wendet sich Verf. den Thermen zu und bespricht vorerst einzeln die Teplitzer und dann die Schönauer Quellen, indem er bei jeder die geologischen Verhältnisse und die etwa vorgenommenen Sanirungsarbeiten erörtert und hierauf für jede Gruppe eine zusammenfassende Übersicht der physikalischen und chemischen Verhältnisse folgen lässt. Hieraus ist zu entnehmen, dass Schönau durch die ständige Wasserabnahme seiner Quellen auch ohne die Duxer Wassereinbrüche einer Krise verfallen wäre. In einem besonderen Abschnitt wird die Riesenquelle und die Looscher Bodensenkungen besprochen. Die besagte Quelle bei Dux versiegte Ende Juni 1878 und zeigte dadurch gewissermaassen die Gefahr für Teplitz an, was aber damals unbeachtet blieb, weil niemand den Zusammenhang mit den Teplitzer Heilquellen kannte. Er besteht insofern, als die Quelle ihr Wasser aus einer Porphyrkluft erhielt, die als Abzweigung der Teplitzer Thermalspalte angesehen werden kann. Die Quelle entsprang allerdings in turonem Pläner; allein in diesen setzt die Porphyrspalte nicht fort, sondern von ihr aus hat sich das auftreibende Wasser selbst durch den Pläner einen Schlauch bis zum Tage ausgehöhlt. Daher nimmt Verf. an, dass die Porphyrspalte bereits vorhanden war, als sich der turone Pläner ablagerte und man müsse somit im Teplitz-Duxer Gebiete zwei verschieden alte Spaltensysteme unterscheiden: ein vorcenomanes und das jungtertiäre, welches die Braunkohlenablagerungen durchsetzt. Die Looscher Bodensenkungen seien Dolinenbildungen im Plänerkalk.

Nun folgt der geologische Hauptabschnitt des Werkes, welcher den Teplitzer und Schönauer Thermen im Allgemeinen gewidmet ist. Zunächst wird hervorgehoben, dass zwischen beiden Thermengebieten ein Zusammenhang bestehe, der nicht völlig klargestellt werden könne, weil man die Schönauer Quellenspalten nicht kenne. Die Sanirungsvorschläge mussten sich daher lediglich an die Teplitzer Thermalspalten halten, welche bis etwa 50 m Tiefe bekannt waren und das wärmste Heilwasser spendeten. Die Wärmequelle des Thermalwassers sei zweifellos die Gesteins- bezw. Erdwärme und der Ursprung des Wassers könne sowohl im Porphyr als auch in den jüngeren Eruptivmassen (Phonolith, Basalt) gesucht werden. Keine dieser beiden Herkunfts-Hypothesen sei aber der anderen so an Wahrscheinlichkeit überlegen, dass daraufhin hätte ein Actionsprogramm entworfen werden können. Bei der Besprechung der Grundwasserverhältnisse des Duxer Gebietes wird betont, dass hohe Temperaturen des Wassers im Liegenden der Kohlenflötze an und für sich kein Anzeichen einer Gefahr für die Thermen sind, sobald sie mit der in Ossegg gemachten und in Seegraben bei Leoben bestätigten Beobachtung übereinstimmen, dass die geothermische Tiefenstufe in Braunkohlenflötzen nur etwas über 12 m betrage. Verf. meint, dass diese ungewöhnlich niedrige Tiefenstufe nur durch den Kohlungsprocess zu erklären sei.

Der Inhalt der weiter folgenden Abschnitte weist eine Überfülle von Details auf, welche die Teplitzer Frage von allen Seiten beleuchten. Es wird der sogen. Auftrieb der Thermen (hydrostatischer Überdruck), der Döllinger-Einbruch im Jahre 1879, sowie der erste (1887) und zweite (1892) Victorin-Einbruch besprochen, worauf sich Verf. den Sanirungsprojecten zuwendet, die Tiefbohrprojecte ablehnt und sich entschieden für die Anlage eines Centralschachtes im Eingangs erwähnten Sinne ausspricht. Den Schluss des Werkes bildet eine sehr eingehende kritische Besprechung der Gutachten früherer Sachverständigen, welche klar zeigt, dass vor allen anderen Sanirungsvorschlägen die Anlage eines Centralschachtes unbedingt den Vorzug verdient, weil das Gelingen desselben von keinem Zufall und keiner Hypothese abhängt, sondern lediglich auf der Voraussetzung basirt, dass das Thermalwasser aus der Tiefe emporsteige, was allgemein als sicher angenommen wird. **Katzer.**

F. Katzer: Die mittelböhmische Mosaikpflaster-Industrie. Eine lithochreiologische Mittheilung. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1897. No. 16, 17.)

Lithochreiologie nennt Verf. die wissenschaftlich begründete Lehre von der Anwendbarkeit der natürlichen Bausteine im weiteren Sinne. Die lithochreiologischen Anforderungen, welche an Gebrauchssteine aller Art gestellt werden können, reduciren sich im Wesen auf 3 Eigenschaften: jene der Festigkeit, der Dauerhaftigkeit und der Schönheit des Steines. Am Beispiel der Prager Mosaikpflastersteine, welche den schwarzen Plattenkalken der Stufe Ff1, den dichten rothen Kalken der Stufe Gg1 und den weissen oder röthlichen körnigen Kalken der Stufe Ff2

entnommen werden, wird ausgeführt, welche Componenten die besagten drei lithochreiologischen Eigenschaften zusammensetzen und wie dementsprechend die lithochreiologischen Untersuchungsmethoden einzurichten sind, um die Prüfung natürlicher Bausteine zu einem zielbewussten, wissenschaftlich begründeten Vorgehen zu erheben. Die Einzelnheiten müssen in der Arbeit selbst eingesehen werden. **Katzer.**

Geologische Karten.

F. H. Hatch: A Geological Survey of the Witwatersrand and other Districts in the Southern Transvaal. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. **54**. 73—100. Pl. VI. 1898.)

Verf. hat einen 5jährigen Aufenthalt im südlichen Theil der Transvaalrepublik dazu benützt, um eine viele neue Einzelheiten enthaltende geologische Übersichtskarte des Witwatersrandes, der Districte von Potchefstroom und Heidelberg, sowie eines Theiles der Districte von Rustenburg und Pretoria zu entwerfen. Es ist das also die Gegend zwischen den Magaliesbergen und dem Vaalflusse. Die Karte umfasst ungefähr 8000 englische Quadratmeilen. Als Maassstab wird das Verhältniss von $11\frac{1}{2}$ englischen Meilen zu einem englischen Zoll angegeben, also etwa 728620 : 1 [während die Maasse der Karte dem Ref. 766333 zu 1 ergaben]. Diese Karte ist aber nur eine Verkleinerung einer farbigen, in grösserem Maassstabe ($4\frac{1}{2}$ englische Meilen zu einem Zoll) entworfenen Karte des Verf., die besonders bezogen werden muss.

Der Text ist zum grössten Theile nur eine kurze und übersichtliche Zusammenfassung der schon aus älteren Arbeiten bekannten Thatsachen; doch sind auch eine Reihe neuer Ergebnisse des Verf. mit hinein gezogen und z. Th. ausführlich behandelt.

Das Cohen'sche „Grundgebirge" wird ganz als „archäische" Formation aufgefasst, obwohl doch schon Molengraaff mit Recht aus der mehrfach nachgewiesenen Contactmetamorphose des ältesten, palaeozoischen Schiefersystems auf ein wenigstens theilweise jüngeres Alter der Granitmassive geschlossen hatte (dies. Jahrb. 1894. 1895. Beil.-Bd. IX. 194 u. 203).

Die über dem Grundgebirge liegende „alte Schiefer-Formation" Molengraaff's wird unter dem Localnamen „Hospital Hill-Series" als unterstes Glied der Schenck'schen Cap-Formation eingeführt, so dass diese folgende Gliederung erhält:

- Cap-Formation
  - Obere Abtheilung
    - Magaliesberg- und Gatsrand-Series = Pretoria-Schichten und Gatsrand-Serie Molengraaff's.
    - Dolomit = Malmani-Dolomit Molengraaff's.
    - Black Reef = Boschrand-Serie Molengraaff's.
    - Klipriversberg-Mandelstein = Witwatersrand-Mandelstein Molengraaff's.
  - Untere Abtheilung
    - Witwatersrand-Schichten.
    - Hospital Hill-Series = Alte Schiefer-Formation Molengraaff's.

Die Hospital Hill-Series soll gegen den Granit immer in Verwerfungen abstossen, von den Witwatersrand-Schichten aber, im Gegensatz zu Molengraaff's Annahme, concordant überlagert werden. Ihre Mächtigkeit schätzt Verf. auf 8000—10000, die der goldführenden Witwatersrand-Schichten auf 11000—15000 englische Fuss. Was den Ursprung des Goldes betrifft, so nimmt Verf. im Gegensatz zu zahlreichen anderen Forschern an, dass es erst secundär durch Infiltration zusammen mit Pyrit und Kieselsäure in die bereits abgelagerten Gesteine gelangte. Interessant ist die Mittheilung der Ergebnisse einer Reihe von neuen, z. Th. bis über 3700 Fuss tiefen Bohrlöchern und die Beobachtung einer grossen Anzahl von neuerdings durch den Bergbau aufgeschlossenen Verwerfungen, Überschiebungen und Eruptivgängen. Das Gestein der letzteren wird als „Epidiorit" bezeichnet. Es geht bei grösserer Mächtigkeit der Gänge in der Nähe der Salbänder, bei geringerer in seiner ganzen Masse erst in Hornblende-, dann in Chloritschiefer über. Als Ursache dieser Metamorphose wird der Gebirgsdruck angegeben.

Über dem Witwatersrand-Schichtsystem folgt das von Hatch auf 5000 Fuss Mächtigkeit geschätzte, schon von Molengraaff ausführlich beschriebene System von Eruptivdecken des Klipriver-Mandelsteins und über diesem oder, wo die Eruptivdecken fehlen, direct über den Witwatersrand-Schichten, und zwar nach Hatch discordant, die nur 50 Fuss starke, aber leicht wieder zu erkennende Black Reef-Schichtserie, die schon von Penning als ein jüngeres conglomeratführendes Schichtsystem unterschieden wurde.

Der Malmani-Dolomit, mit dem Molengraaff erst die obere Abtheilung der Cap-Formation beginnen lässt, wird von Hatch auf 6000—8000 Fuss Mächtigkeit geschätzt. Eine von G. T. Prior ausgeführte Analyse ergab das folgende Resultat: CaO 29,61, MgO 19,71, FeO 1,35, MnO 1,18, SiO_2 0,94, $CO_2 + H_2O$ 46,69; Summa 99,48; woraus sich berechnet: $CaCO_3$ 52,87, $MgCO_3$ 41,39, $FeCO_3$ 2,17, $MnCO_3$ 1,99.

Über dem Malmani-Dolomit sollen nach Hatch die Schichten seiner „Magaliesberg- und Gatsrand-Series" concordant folgen, während Molengraaff die Schichten des Magaliesberges als Pretoria-Schichten bezeichnete und seiner „alten Schiefer-Formation", der „Hospital Hill-Series" Hatch's zurechnet. Die Mächtigkeit der Magaliesberg- und Gatsrand-Schichten wird von Hatch in Übereinstimmung mit Penning auf etwa 18000 Fuss geschätzt. Dabei ist aber zu berücksichtigen, dass Penning und Hatch die innerhalb dieser Abtheilung auftretenden basischen Eruptivgesteine (Gabbro, Diabas, Augitporphyrit u. s. w.) als echte Decken auffassen und bei der Berechnung der Mächtigkeit des Schichtsystems mit in Ansatz bringen. Molengraaff aber hält nur einen Theil dieser Eruptivmassen für effusive Decken oder Lagergänge. Von einem anderen Theil aber nimmt er an, dass er auf Längsverwerfungsspalten durch diese Schichtgruppe hindurch emporgequollen sei und somit nicht dazu gerechnet werden könne. Die Sedimentschichten der Magaliesberg- und Gatsrand-Series bestehen wesentlich aus wechsellagernden Quarziten, Sandsteinen und Thonschiefern. Echte Conglomerate fehlen.

Die Mächtigkeit der ganzen Cap-Formation schätzt Hatch auf etwa 50000 Fuss.

Über die discordant auf der Cap-Formation liegende, durch ihren Reichthum an Kohle wichtige Karoo-Formation bringt Hatch nur wenig neue Angaben. Doch wird das folgende genaue Grubenprofil von Vereenigung mitgetheilt:

Sandstein	250	Fuss
Thonschiefer	120	„
Kohle	dünnes Lager	
Thonschiefer	75	Fuss
Kohle	14	„
Thonschiefer und Sandstein	11	„
Breccie und Thon	50	„

——————————— Discordanz

Malmani-Dolomit.

Pflanzenreste, die aus den die Kohle überlagernden Sandsteinen von Vereenigung stammen, enthielten nach der Bestimmung A. C. Seward's die folgenden, bereits aus derselben Gegend bekannten Arten, z. Th. in sehr guten Exemplaren: *Glossopteris Browniana* Brongn., *Gangamopteris cyclopteroides* Feistm., *Noeggerathiopsis Hislopi* (Bunb.) und eine schlecht erhaltene *Sigillaria*.

In einem weiteren Capitel geht Verf. noch einmal auf die Eruptivgesteine des Gebietes ein. Er ist der Meinung, dass das vielumstrittene Dwyka-Conglomerat, das die Basis der Karoo-Formation bildet, eine vulcanische Tuffbreccie sei. Die in der Gegend von Klerksdorp auftretenden sauren Eruptivgesteine, die schon von Dahms und Molengraaff als Quarzporphyrite beschrieben wurden, werden als Ergussgesteine, und zwar als Rhyolithe und Andesite bezeichnet. Sie haben auf seiner Karte eine wesentlich grössere Verbreitung als auf der in ähnlichem Maassstabe (1 : 1000000) gezeichneten Molengraaff'schen Kartenskizze.

Hinsichtlich des Alters der geschilderten Sedimente bringt Verf. nichts Neues. Er hält eine weitgehende Metamorphose für eine der Ursachen, warum sich in so mächtigen Schichtsystemen, wie die der Cap-Formation, so wenige und schlecht erhaltene Fossilreste finden. Für das hohe Niveau der „archäischen" Gebilde inmitten der jüngeren Formationen werden zwei Erklärungen gegeben, nämlich entweder Hebung der archäischen Massen durch „Erdbewegungen von beträchtlichem Ausmaasse" oder aber Senkung der Schichten des Cap-Systems durch Verwerfungen. Die letztere Deutung ist Verf. wahrscheinlicher; er führt denn auch zur Stütze dafür eine ganze Anzahl von Verwerfungen und namentlich Überschiebungen an und giebt von diesen eine Anzahl interessanter und neuer, durch den Bergbau und durch Bohrungen erschlossener Profile, wobei es auffällig ist, wie oft längs der Überschiebungsflächen Eruptivgänge emporgedrungen sind. [Dem Ref. scheint es übrigens, als ob dabei ebenso wie bei der Beurtheilung des Alters der Granitmassen die Contactmetamorphose der Hospital Hill-Series hätte berücksichtigt werden

müssen. Durch diese wird es sehr wahrscheinlich gemacht, dass wenigstens ein Theil der Contacte der „archäischen“ Granitmassen als primär aufzufassen ist. In diesem Falle aber handelt es sich um palaeozoische, activ emporgedrungene Lakkolithen oder Stöcke.]

Wilhelm Salomon.

Geologische Specialkarte von Elsass-Lothringen.

I. Blatt Niederbronn. Aufgenommen von L. van Werveke, unter Benützung von Vorarbeiten von E. Haug. Strassburg i. E. 1897. Nebst Erläuterungen.

Das Gebiet erstreckt sich über einen Theil des Abbruchgebietes der Nordvogesen gegen die mittelrheinische Tiefebene, im Besonderen über das Zaberner Bruchfeld. Der gebirgige Theil stellt eine flach gegen W. fallende Schichtenmasse dar, welche nur aus unterem und mittlerem Buntsandstein besteht. Zwei unbedeutende Störungen, quer zu dem Hauptabbruch gerichtet und Thälern folgend, unterbrechen den Zusammenhang.

Die dem Fuss des Gebirges folgende Hauptstörung hat eine mittlere Richtung in N. 55° O. Ihr Verlauf ist unter jungem Schutt vielerorts verborgen. Sie trennt den Buntsandstein des Gebirges von der jüngeren Trias und dem Jura des Hügellandes, welche durch viele, der Hauptstörung ziemlich parallele Verwerfungen zerstückelt und gestört sind, trotzdem aber ein allgemein nach S. und SO. gerichtetes Einfallen erkennen lassen. Die stärkste Störung tritt in der Nähe der Hauptverwerfung auf. Die Sprunghöhe der letzteren wird an verschiedenen Punkten zu 432 m, 570 m und 670 m berechnet; sie nimmt nach N. ab.

Die Schichtenreihen des Hügellandes beginnen über Tag mit dem oberen Buntsandstein und setzen sich bis zu den *Opalinus*-Thonen des unteren Dogger fort. Die Gliederung des Muschelkalkes schliesst sich vollständig an diejenige des nordöstlichen Lothringens (Blatt Wolmünster) an. Die zum unteren Keuper gerechneten Schichten nähern sich in ihren Oberflächenformen und Versteinerungen mehr dem Muschelkalk als dem Keuper, sind aber gleichwohl mit Rücksicht auf die bisher innegehaltene Gliederung letzterem angegliedert worden. Im mittleren Keuper werden in den Erläuterungen fünf Stufen (von oben nach unten bunte Thone und Mergel, Schilfsandstein, grünlichgraue Dolomitmergel, graue und rothe Mergel mit Quarz und dunkle Mergel mit Steinsalzpseudomorphosen) unterschieden. van Werveke stellt das Bonebed von Oberbronn in den mittleren Keuper. Im Lias herrschen im Gegensatz zu den bunten Farben des Keupers dunkle, graue Färbungen. Er beschränkt sich auf den südlichen Theil des Hügellandes, wo er mehrfach unmittelbar an die Hauptspalte herantritt. Die Gliederung lässt sich in den Aufschlüssen schärfer ausführen als auf der Karte, weil die Gesteine der verschiedenen Horizonte einander sehr ähnlich sind. Immerhin werden 7 Abtheilungen unterschieden, nämlich von oben nach unten: *Jurensis*-Schichten, Posidonien-Schiefer, *Costatus*-Schichten, *Margaritatus*-Schichten, Raricostaten-Kalk, *Numismalis*-Mergel und *Davoei*-Kalk, graue Thone und Mergel, Gryphiten-Kalk.

Für die Gliederung der känozoischen Schichten, welche im Blattbereich mit dem Pliocän beginnen, hat sich nach den Untersuchungen von SCHUMACHER, FÖRSTER und VAN WERVEKE folgendes für den linksrheinischen Theil der mittelrheinischen Tiefebene giltiges Schema ergeben:

Erste Aufschüttung.	Ober-Pliocän.	Weisse Sande und Thone, Geröllablagerung aus kieseligen Gesteinen, Moränen von Epfig und vom Plettig bei Dambad.
Auswaschung.		
Zweite Aufschüttung.	Deckenschotter (Altdiluviale Schichten, SCHUMACHER).	Geröllablagerungen. Die des Rheins weisen auf einen Abfluss desselben nach der Saône. Die Zuflüsse aus den Vogesen fliessen nach dem Austritt aus dem Gebirge wenigstens z. Th. gegen Süden. — Moränen von Ittersweiler.
Auswaschung.		
Dritte Aufschüttung.	Hochterrasse (Mittlerer Diluvialschotter, SCHUMACHER).	Geröll- und Sandablagerungen. Der Rhein fliesst gegen Norden ab. — Moräne vom Bahnhof Epfig. Sandlöss und Löss, am Gebirg Lehm.
Auswaschung.	Senkung grösserer Theile des Rheinthales, sichere häufige Spuren des Menschen.	
Vierte Aufschüttung.	Nieder-Terrasse (jüngere Diluvialschotter, SCHUMACHER).	Geröll- und Sandablagerungen. — Zahlreiche Endmoränen in den Thälern der Hochvogesen. Sandlöss und Löss.
Auswaschung.		
Fünfte Aufschüttung.		Endmoräne am Belchensee und gleich hoch gelegene Moränen. Zugehörige Schotter in den Vogesen noch nicht nachgewiesen. — Im Schwarzwald Moränen und Terrassen am Titi-See.
Auswaschung.		Schlammabsätze in den Thalsohlen.

Die als Deckenschotter, Hoch- und Niederterrasse bezeichneten Glieder werden gewöhnlich zum Diluvium, die Schlammabsätze der Thalsohlen zum Alluvium gerechnet. Von einer scharfen Trennung des Pliocän vom Diluvium ist nicht die Rede. Oberpliocäne Sande umschliessen bei Oberbronn grössere, kantengerundete oder eckige Blöcke von Buntsandstein, die 1 km vom Anstehenden sich entfernen, demnach als Moräne angesprochen werden. Die Deckenschotter lagern ungleichförmig auf dem Pliocän. Eine kartistische Trennung der Decken-, Hoch- und Niederterrassenschotter war nicht möglich.

II. Blätter Mülhausen West, Mülhausen Ost und Homburg. Aufgenommen von B. Förster. Strassburg 1898. Nebst 1 Heft Erläuterungen.

Das auf diesen drei Blättern dargestellte Gebiet begreift einen beträchtlichen Theil des Hügellandes am Fusse der Südvogesen in sich, gehört aber zum grössten Theil der durch Schotter und Sand eingeebneten Aufschüttungsfläche der Vogesenflüsse (Doller) und des Rheines, sowie der Ill an. Das Hügelland südwestlich von Mülhausen baut sich in der Hauptsache aus Oligocän auf, dessen Schichten auf der Karte von oben nach unten in Blättersandsteine *(Cinnamomum)*, sandige Mergel und Sandsteine (marin), plattige Steinmergel (Süsswasserbildung mit vielen Pflanzen- und Insectenresten), Melanienkalk *(Melania albigensis)*, Gypsmergel (letztere beiden Stufen zum Unteroligocän), gegliedert werden. Die Lagerung der Schichten ist eine flache, am Rand gegen die Rheinebene eine gegen diese geneigte. Das Tertiär des Hügellandes ist mit Löss bedeckt. Eine Neuerung ist die farbige Darstellung des Alluviums der Nebenthäler des Hügellandes. Da das Alluvium keine petrographische Bezeichnung oder Gliederung erfahren hat, da ferner augenscheinlich hier Gehängeschutt und Flussaufschüttung zusammengefasst sind, und das Oberflächenbild durch die farbige Schraffur an Deutlichkeit einbüsst, so erscheint diese Darstellungsweise vorerst nicht nachahmenswerth.

Von den diluvialen Bildungen nehmen die älteren und mittleren Vogesenschotter nur sehr untergeordnete Flächen ein, die jüngeren dagegen um so grössere. Die sich in vier Terrassen von je 2 m bis zum Alluvium des Rheines abdachenden älteren Schotter desselben Stromes gehören der Niederterrasse an, derart, dass die oberste der vier Terrassen mit der Niederterrasse bei Basel im ununterbrochenen Zusammenhang steht.

III. Blatt Rémilly. Aufgenommen von E. Schumacher und L. van Werveke. Blatt Falkenberg. Aufgenommen von E. Schumacher, beide mit Benützung von Vorarbeiten von G. Meyer. Strassburg 1897. Nebst 2 Heften Erläuterungen.

Die beiden Blätter stellen einen Ausschnitt aus der lothringischen Hochebene dar, und zwar in der Hauptsache Schichten des Muschelkalkes und Keupers. Lias greift am Westrand des Blattes Rémilly ins Gebiet herein. In Bezug auf die Lagerung gehören die Schichten dem NW.-Flügel der vom Ref. als lothringisch-pfälzische Trias-Mulde bezeichneten Lagerungsform an oder, da die Schichten eine Sattelwendung machen, dem ihr parallelen Sattel von Buschhorn (G. Meyer). Demgemäss neigen die

Schichten theils nach SO., S., SW. und NW., allerdings mit sehr geringem Winkel (1—2°). Die das Blatt Falkenberg durchsetzenden Störungen werden in ausserordentlich eingehender Weise von E. Schumacher besprochen, in ihren Verhältnissen zur Sattelbildung untersucht und gegliedert. Sie richten sich im Muschelkalkgebiet, nördlich von der deutschen Nied, senkrecht zum Streichen oder radial zu der Sattelkuppe, im Bereich des Blattes Rémilly mehr parallel zum Streichen. Auch einige Flexuren in streichender Richtung werden geschildert. Die Sattel- und Muldenbildung wird als der schwache Ausdruck des Seitenschubes betrachtet, dem auch die Aufwölbung der Vogesen zugeschrieben wird. Die lothringische Hochfläche ist kein Senkungsgebiet. Ein besonderes Capitel widmet E. Schumacher den Beziehungen der Flussthätigkeit (Thalbildung) zur Tektonik. Hierbei wird in der Keuperlandschaft die Unabhängigkeit, in dem Muschelkalkgebiete eine hochgradige Abhängigkeit von der Lagerung und ihren Störungen nachgewiesen. Der Gegensatz erklärt sich in der Hauptsache durch die Verschiedenheiten im Widerstand gegen Abtragung der Gesteine beider Schichtenreihen.

Die Schichtenreihe des Gebietes beginnt mit dem oberen Buntsandstein, welcher von der als Norm angesehenen in der Saarbrücker Gegend kaum abweicht. Für den ganzen unteren Muschelkalk ist das Auftreten von gelben sandigen Dolomiten und aus ihrer Verwitterung hervorgehenden, braunen mulmigen Sandsteinen sehr bezeichnend. Im Übrigen weicht die petrographische Ausbildung gegen die gut bekannte und eingehend untersuchte Ausbildung bei Wolmünster nicht unwesentlich ab, und ist auch stratigraphisch weniger deutlich. Vor Allem stellt sich hier eine mehr sandige Ausbildung der Schaumkalk-Wellenkalkregion und eine Abnahme der Mächtigkeit ein. Das wird tabellarisch durch eine Gegenüberstellung der Schichtengliederung von Wolmünster und Durchthal (Blatt Falkenberg) näher erläutert. Bemerkenswerth ist ein Fundpunkt von Versteinerungen im sonst hieran armen mittleren Muschelkalk, dessen Formen (*Natica gregaria, Pleurotomaria Albertiana* Goldf. sp., *Myoconcha gastrochaena* Gieb. sp., *Pecten discites* Schl. sp., *Diplopora lotharingica* n. sp., ausserdem *? Corbula* sp., Myophorien, Gervillien u. A.) E. W. Benecke beschrieben hat. Der obere Muschelkalk schliesst sich an die Saargemünder Entwickelung eng an. Ausser den polsterartig angehäuften Schalen von *Ostrea ostracina* sind Fischreste in verschiedenen Horizonten, besonders zwischen den beiden Terebratelbänken, welch letztere kartistisch ausgeschieden werden, erwähnenswerth. Im Keuper sind besonders hervorstechende Abweichungen in der Gliederung nicht beobachtet worden. Die Karte zählt in der mittleren Abtheilung fünf Stufen, in den Erläuterungen wird jedoch die Stufe des Salzkeupers in drei Unterabtheilungen zerlegt, und dadurch die Übereinstimmung mit den von Balbronn im Unter-Elsass und Mörchingen erzielt. Der Lias besitzt nur eine sehr untergeordnete Verbreitung und reicht nicht über die kalkigen Gryphitenschichten hinaus.

Das Diluvium hat zumeist die Eigenschaften fluviatiler Aufschüttungen, unten Schotter, oben Lehme, welche eine ausgedehnte Verbreitung

besitzen. Dem Ref. erscheint es besonders wichtig, dass sich die beiden Autoren des Blattes Rémilly für ein pliocänes Alter der 30 m und höher über dem heutigen Nied-Thale gelegenen Terrassen aussprechen, während für die zunächst unter 30 m Höhe gelegenen Aufschüttungen das Alter der Hochterrasse des Alpenvorlandes vorausgesetzt wird. Die Erscheinungen der unsymmetrischen Thalbildung und das Fehlen der alten Aufschüttungen auf den Wetterseiten der Thäler prägt sich besonders im Keupergebiet aus. Es ist die lockere Beschaffenheit der unterlagernden Schichten [die geringe Korngrösse des Absonderungs- oder Verwitterungsmateriales. Ref.], die Vorbedingung zur Bildung der ungleichartigen Thalungen. Sandige Ablagerungen in bemerkenswerther Mächtigkeit fehlen im Diluvium.

In einem besonderen Abschnitt geht E. Schumacher noch auf die Frage der höchst eigenthümlichen und für die lothringische Hochfläche bezeichnenden Mare oder Mardellen (flache runde, 30—40 m Durchmesser führende Vertiefungen) ein, ohne sich jedoch für eine allgemein zutreffende Erklärung der Erscheinung entscheiden zu können. **Leppla.**

Jahresbericht der k. Ungarischen Geologischen Anstalt für 1895. II. Aufnahmsberichte. Budapest 1898. 141 p.

Th. Posewitz kartirte in dem Gebiete zwischen dem unteren Laufe der Flüsse Taracz und Talabor Kreide, Eocän, Miocän und Quartär, Th. v. Szontagh im Comitate Bihar Miocän und Quartär. J. Pethö arbeitete am Westabfall des Kodru-Gebirges im Comitate Bihar. Das Gebirge baut sich aus Glimmerschiefern, Gneissen, Granit, Phylliten und sericitischen Quarzitsandsteinen auf, die von Dyasschichten überlagert werden. Untergeordnet treten Felsitporphyre und Diabase auf. Mesozoicum und Alttertiär fehlen ganz, an das alte Gebirge lagern sich direct miocäne Andesittuffe, sarmatischer Kalk und die Schichten der pontischen Stufe. J. Halávats kartirte die Umgegend von Buziás und Lugos, in der krystalline Schiefer, pontische Sande, Schotter, wahrscheinlich zur levantinischen Stufe gehörig, und gelbe, bohnerzreiche Thone des Diluviums auftreten. L. Roth v. Telegd beschäftigte sich mit dem nördlichen Abschnitte des Semenik-Gebirges. In diesem Gebiete treten vorzugsweise krystalline Schiefer zu Tage: Granaten und Turmalin führende Zweiglimmergneisse und Granat-Glimmerschiefer. Reine Muscovit- oder Biotitgneisse treten zurück. In mehr oder weniger zusammenhängenden Partien oder in einzelnen Dykes treten Granite innerhalb dieser krystallinen Schiefer auf. Die Westgrenze der krystallinen Schiefer begleitet ein Zug von dyadischen Sandsteinen und Conglomeraten. Lias und Dogger finden sich local den krystallinen Schiefern auflagernd, Malmkalk liegt dagegen transgredirend auf Dyas. Ebenso liegen die Kreidekalke (Urgo-Aptien) wiederum transgredirend auf Dyas. Ganz local fand sich im Bereich der krystallinen Schiefer ein Dacit. F. Schafarzik bespricht die geologischen Verhältnisse der nördlichen und östlichen Umgebung von Teregova. Das linke Ufer der schmalen Neogenbucht von Karánsebes-Mehádia setzen dort ausschliesslich krystalline Schiefer

zusammen, auf dem rechten, östlichen Ufer beschränken sich diese vornehmlich auf den hohen Kamm des Grenzgebirges, während palaeozoische und mesozoische Bildungen eine grosse Ausdehnung erlangen. Die untere Abtheilung der krystallinen Schiefer bilden vorwiegend Gneisse, die obere Grünschiefer und Phyllite. Unmittelbar auf letzteren liegen culmische Thonschiefer mit Einlagerungen von Crinoidenkalken, die häufig von schönen Orthoklasporphyren durchbrochen werden. Anscheinend discordant überlagern die untercarbonischen Sedimente dyadische Arkosen, die sich hauptsächlich aus zersetztem Porphyrmaterial aufbauen. Trias fehlt, wenn nicht ein Theil der Quarzitconglomerate, die sich stellenweise an der Basis der liasischen, fossilfreien Thonschiefer finden, noch zum Rhät zu stellen ist. Der Lias wird an zahlreichen Punkten von Diabasen und Diabasporphyriten durchsetzt, Diabastuffe bilden eine ausgesprochene Zone über dem eigentlichen Lias. Über diesen folgen weisslichgraue und röthliche Kalke, welche *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb., *Terebratula bisuffarcinata* Schloth. und *Nerinea* sp. führen, und daher zum Malm, bezw. in die Stramberger Schichten zu stellen sind. Transgredirend liegen auf diesen Kalken und auf den krystallinen Schiefern Sandsteine und grobe, polygene Conglomerate, die wahrscheinlich der unteren und mittleren Kreide angehören. Soviel über die Umrandung der fjordartigen Neogenbucht von Mehádia-Karánsebes, die selber von Sedimenten der zweiten Mediterran- und sarmatischen Stufe erfüllt wird. K. v. Adda bearbeitete die Gegend südwestlich von Teregova; die gebirgigen Theile setzen hier vorwiegend Gneisse, Glimmerschiefer und pegmatitische Gesteine zusammen; auf ihnen haben sich in einzelnen Fetzen Schichten der oberen Mediterranstufe erhalten. Sarmatische Schichten treten in einer Bucht in einer kalkigen Ufer- und thonigen Tiefseefacies auf. Ausserdem wurden noch pliocäne, diluviale Schotter und in den krystallinen Schiefern ein dacitisches Eruptivgestein beobachtet. Derselbe Autor kartirte dann im Temesvarer Comitat pontische Schichten und Diluvium. A. Gesell veröffentlicht eine Monographie der montangeologischen Verhältnisse der Zinnoberbergbaue von Dumbrava und Baboja bei Zalatna. Zinnober findet sich dort im Karpathensandstein entweder eingesprengt, oder es füllt dessen Spaltungsklüfte aus, oder zeigt sich in zusammenhängenden, parallelen Massen. Besonders reich sind die dunklen Schieferthonlagen, welche mit den Sandsteinbänken wechsellagern. **E. Philippi.**

N. Bogoslowski: Vorläufiger Bericht über Untersuchungen auf dem Blatte 73. (Mat. Geol. Russl. **17**. 107—112. Kärtchen S. 110. Russ.)

Das Gebiet, zwischen Zna und Mokscha im O., Oka im N., der Blattgrenze im S., stösst im W. an das 1892 begangene und in dies. Jahrb. 1899. I. -315- besprochene, im O. an das 1891 aufgenommene Cenomangebiet der Wyscha und des Wad; es weist im S. Kreide, im N. Carbon auf, mit zerstreuten Jurafetzen. Die Kreide besteht aus cenomanen Glaukonitsanden

mit Phosphoritknollen, darunter reinen Quarzsanden, die in ihren unteren Partien wohl zum Gault gehören, nach den Fossilresten, die ebenfalls in Phosphoritknollen enthalten sind, zu urtheilen. Das Carbon, hauptsächlich der Moskaustufe angehörig, bildet ein NW.—SO. verlaufendes Gewölbe, in dessen Kern auch älteres Carbon mit *Productus giganteus* aufgeschlossen ist, der durch rothen und blaugrauen Thon vom Moskauer Kalkstein getrennt ist, ganz wie in Moskau und Rjäsan. Der Jura ist nur als schmaler Streifen auf der Westseite des Sattels zwischen Carbon und Kreide aufgeschlossen; er besteht aus schwarzen pyrithaltigen Thonen mit Kelloway-Ammoniten, und geht nach oben in lockere Sande über, die von denen der Kreide nicht zu trennen sind. Diese Sande beweisen als Uferbildungen, dass das Carbongewölbe schon zur Jurazeit bestand; eine Verfolgung desselben nach SO. erscheint wünschenswerth. Das Kärtchen auf S. 110 giebt den Aufschluss des älteren Carbon und des Jura wieder.

Bruno Weigand.

Geologie der Alpen.

F. Jenny: Überschiebungen im Berner und Solothurner Jura. (Verh. d. naturf. Ges. Basel. 11. 3. 463—470. 8°. 1897. 1 Taf.)

Die Gebirgsfalte, welche nördlich von Delsberg zwischen St. Ursanne und Reigoldswyl in fast genau westöstlicher Richtung sich hinzieht, wird als Rangieskette bezeichnet, ist aber wohl bekannter unter dem Namen Mont-Terrible-Kette (eigentlich Mont-Teri-Kette). Sie wurde bis jetzt meist als ein normales Gewölbe aufgefasst. Durch eine Reihe von elf Profilen, welche in Abständen von je 1500 m aufgenommen wurden, wird gezeigt, dass der zwischen Soyhières und Meltigen gelegene Theil ebenfalls, wie weiter ostwärts bei Waldenburg, eine überschobene Falte aufweist. Von Soyhières ausgehend, wo das Gewölbe noch normal ist, findet man, wie sich der Nordschenkel desselben ostwärts allmählig zum ausgequetschten Mittelschenkel einer nach Norden geneigten Falte umgestaltet und wie sich daraus eine eigentliche Faltenverwerfung entwickelt, welche bei Reigoldswyl mit den eigentlichen Überschiebungen zusammenhängt, welch letztere schon durch Mühlberg bekannt geworden sind.

Schardt.

A. Rothpletz: Über den geologischen Bau des Glärnisch. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1897. 8°. 17 p. 1 Taf.)

Diese Arbeit bezweckt, den eigentlichen Gebirgsbau dieses Bergkolosses an's richtige Licht zu stellen. Die grundlegende Arbeit Prof. Baltzer's, „Der Glärnisch, ein Problem alpiner Gebirgsbildung“, ist es, nach welcher der Aufbau des Glärnisch bis jetzt beurtheilt wurde. Der tiefere Sockeltheil der wie aus dem umliegenden Gebirge herausgemeisselten Felspyramide besteht aus Jura und dem noch älteren Röthidolomit (Trias), nebst Sernfconglomerat (Perm), welche nach Baltzer eine nach Norden umgelegte

Falte darstellen. Der interessanteste Gipfeltheil hingegen besteht ausschliesslich aus Unterer Kreide in flach muldenförmiger Lagerung, welche aber eine mehrfache Übereinanderfolge derselben Stufen aufweist. Diese Wechsellagerungen weisen aber nirgends Umbiegungen auf, welche auf Falten schliessen liessen; die Schichten streichen bandförmig rings um den Gipfel herum, abwechslungsweise als Terrassen und Felswände. Die Verhältnisse sind aber so, dass diese sich wiederholenden Schichten horizontal übereinandergelegten Falten angehören müssen, deren Umbiegungen aber durchwegs der Erosion anheimgefallen sind. So ergänzte auch Baltzer seine Profile anno 1873 durch hypothetische Faltenandeutungen, wobei natürlich verschiedene Varianten angenommen werden können.

Neuerdings beging nun Rothpletz dieses Gebiet und kam zum Schluss, dass die mehrfache Wechsellagerung der leicht zu unterscheidenden Neocomstufen keine Beweise aufbringen lasse für deren Zugehörigkeit zu liegenden Falten, indem nirgends umgekehrte Lagerung sichtbar sei, was doch bei liegenden Falten nothwendigerweise der Fall sein müsste. Ausserdem soll die Schichtenreihe des Neocoms falsch aufgefasst worden sein. Daraus folge, dass nirgends am Gipfeltheile des Glärnisch liegende Falten vorhanden seien. Hingegen durchschneide eine Überschiebungsebene denselben, wodurch auf der Südostseite Valangien auf Urgonien zu liegen komme. Auf der Nordwestseite sei dadurch nur eine Doppellagerung, von den Berrias-Schichten aufwärts, erfolgt.

Auch an dem unteren Theil des Gebirgsstockes soll die Baltzer'sche Darstellung gar nicht richtig sein. Statt einer liegenden Falte mit ausgewalztem Mittelschenkel, wie sie Baltzer annimmt, zieht Verf. drei weitere Überschiebungen zu Hilfe. Zuerst soll auf dem Flysch des Linththales eine Platte, aus Röthidolomit, Dogger und Malm bestehend, aufliegen; auf diese schiebt sich nun ein Sernifitlager, von normal aufgesetztem Dogger bedeckt. Endlich setzt diesem Dogger eine dritte mächtige Überschiebung die vollständige Schichtenreihe vom Lias aufwärts bis zum Neocom auf, worauf dann die schon erwähnte Gipfelplatte folgt. Letztere soll sogar über das Klönthal hinüber bis an den Fuss der Deyen-Kette reichen, wo sie mit dem Vorhandensein einer merkwürdig gelagerten Reihenfolge von Neocomstufen im Zusammenhang sein soll. Ausserdem sind im westlichen Theile des Glärnisch noch vier sehr steil fallende Längsverwerfungen eingezeichnet, welche die Schichtencomplexe und die Überschiebungsflächen durchschneiden. In Summa soll also der Glärnisch nicht, wie Baltzer es auffasste, aus übereinandergelegten liegenden Falten herausgeschnitten sein, sondern es sei vielmehr die Wiederholung derselben Schichten durch vier übereinderfolgende Überschiebungsschuppen zu erklären. Die einzige Andeutung einer Falte existirt am Steinthälistöckli, gerade an einer Stelle, wo Baltzer gar keine Falte angab.

Der Vergleich der beiden Constructionen lässt, im grossen Ganzen, was die Schichtenfolge anbetrifft, manches Übereinstimmende erkennen. Die theoretische Erklärung ist aber so verschieden, dass es schwer hält, die Gründe der neuen Auffassungsweise zu errathen. Sollte nun allerdings

nach genauerer stratigraphischer Untersuchung das von Baltzer angenommene Faltensystem vereinfacht werden müssen, wie es vom Verf. behauptet wird, so ist das eben doch kein Grund, alle Falten durch Überschiebungen zu ersetzen. Soweit der Ref., der ja auch ein Liebhaber von Überschiebungen ist, jenes Gebiet beurtheilen kann, sind dort Falten wahrscheinlicher als Überschiebungen. Die Zukunft wird uns zeigen, wer Recht hat. **Schardt.**

G. Steinmann: Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. (Berichte d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. **9.** Heft 3. **10.** Heft 2.)

Verf. versteht unter der Bezeichnung „Bündner Schiefer" nur die mehr oder minder mürben, theils kalkhaltigen, theils kalkfreien Thonschiefer mit Einlagerungen feinkörniger Sandsteine und unreiner Kalksteine, welche im Bereiche des Rheinthals als sogen. „Mittelzone" tief in das Alpengebirge eindringen, schliesst aber die rein kalkigen und dolomitischen Gesteine, Rauchwacken und Gypse ebenso wie die Chlorit- und Hornblendeschiefer aus, welche von manchen Autoren mit den vorher charakterisirten Schiefern vereinigt worden waren. Für die Altersbestimmung der so umschriebenen Bündner Schiefer sind drei Thatsachen herangezogen und für die verschiedenen Anschauungen verwerthet worden.

1. Liasversteinerungen sind mehrfach gefunden worden, jedoch immer nur in den randlichen Theilen, so dass die Zugehörigkeit der Hauptmasse der fossilfreien Schiefer zum Lias ohne Weiteres nicht gefolgert werden darf.

2. Die Schiefer im nördlichen Theile des Gebietes enthalten überall Flyschalgen und sind überhaupt von Oligocänflysch nicht zu unterscheiden.

3. Die Bündner Schiefer werden an zahlreichen Punkten der Südostgrenze durch mesozoische und ältere Gesteine überlagert, woraus verschiedene Forscher auf ihr palaeozoisches Alter geschlossen haben. Angesichts der zahlreich nachgewiesenen Überschiebungen ist jedoch grösste Vorsicht geboten.

Verf. hat nun den Oligocänflysch aus seinem unbestrittenen Verbreitungsgebiet im Prättigau und Schalfik nach Süden weiter verfolgt. Er hat dabei beobachten können, dass der Flysch, je weiter nach Süden desto krystalliner wird und dass dabei seine typischen Einschlüsse, die Fucoiden, Helminthoiden und Palaeodictyen, undeutlich werden und zuletzt ganz verschwinden. Die Schiefer der Via mala und des Schyngebietes sind jedoch durch alle Übergänge derartig mit fossilführendem Flysch verknüpft, dass über ihre Zugehörigkeit zum Eogen kein Zweifel bestehen kann. Die Grenze zwischen dem Flyschgebiet und einer Kalkphyllitzone, die von Diener in die Lenzer Heide verlegt wird, existirt thatsächlich nicht.

Fremdartige Gesteine, die im Flyschgebiet besonders an der Grenze gegen das Kalkgebirge auftreten, sind wie die Schweizer Klippen als Reste einer Überschiebungsdecke zu deuten.

Nach der Anschauung des Verf.'s gehören die Hauptmasse der Bündner Schiefer zwischen Vorderrhein und Hinterrhein westlich bis zur Mundaun-Kette und südlich bis zu den Bündner Kalkbergen, die Schiefer des Unterengadins, Vorkommnisse im Oberhalbstein und der Schieferzug, der von dort über den Albula nach Bormio zieht, noch zum Flysch. Wahrscheinlich ist aber ein grosser Theil der Glanzschiefer der mittleren Zone (Briançonnais) ebenfalls nichts Anderes als Oligocänflysch.

Das einförmige Gebiet der oligocänen Bündner Schiefer umgiebt in weitem, nach Westen geöffnetem Bogen eine Zone, die Verf. als Bündner Aufbruchs- oder Klippenzone bezeichnet, einerseits, weil in ihr die ältesten Gesteine zu Tage treten, andererseits, weil diese Zone in stratigraphischer wie tektonischer Hinsicht nahe Verwandtschaft zu den Schweizer Klippen zeigt. Sehr bezeichnend ist für sie auch das Vorkommen jüngerer Massengesteine, wie sie auch auf den Iberger Klippen bekannt geworden sind. Auf der Strecke zwischen dem Falknis, am Westende des Rhätikon, bis nach dem Landquartthal bei Klosters ist die Aufbruchszone nur als schmaler Saum entwickelt, in dem die Massengesteine zurücktreten. Typisch tritt sie dagegen auf im Todtenalp-Gebirge zwischen der Landquart und dem Strela-Passe, im nördlichen und westlichen Theile des Plessurgebirges und in den Klippenbergen zwischen Oberhalbstein und Safienthal (Piz Curvér, Piz Platta und die Splügener Kalkberge). Jenseits der Aufbruchszone gelangt man in ein Gebiet mit relativ regelmässiger Lagerung der mesozoischen Sedimente oder man betritt sehr bald krystalline Massive von grösserer Ausdehnung. Die Aufbruchszone ist in allen Fällen durch Überschiebungen von den oligocänen Bündner Schiefern getrennt. Um die überaus schwierigen tektonischen Verhältnisse deuten zu können, hat sich Verf. sehr eingehend mit der Stratigraphie der Aufbruchszone beschäftigt. Im nördlichen und östlichen Graubünden, der Provinz Tarasp Böse's, ist Trias (mit Ausnahme des Buntsandsteins, der nach der Ansicht des Verf.'s fehlt) wohl vollständig vertreten, jedoch sind auch hier nur der Muschelkalk und das Rhät einschliesslich des oberen Dachsteinkalks nachweisbar. Im Südwesten einer Linie, die Böse von Val Fain nach Bevers zieht und die nach dem Verf. nach Tiefenkasten in westnordwestlicher Richtung durchzuziehen ist, fehlen jedoch Muschelkalk, ladinische Stufe und Raibler Schichten, und Hauptdolomit liegt transgredirend auf älterem Gebirge. Dieselbe Ausbildung der Trias findet sich weiter im Westen, in den lepontinischen Alpen bis an die französische Grenze; überall wird die Trias nur durch einen Dolomithorizont, den Hauptdolomit, vertreten, die Rauchwacken und Gypse, die ihn unterlagern, gehören den Raibler Schichten oder dem Perm an. Man könnte diese Ausbildungsweise der Trias nach ihrem Hauptbezirke die „lepontinische Facies“ nennen. Der Lias ist in der Facies der Algäuschiefer entwickelt und unterscheidet sich hinsichtlich seiner petrographischen Beschaffenheit ebenso vom Oligocänflysch wie schwäbische Liasmergel von den oligocänen Bildungen des Mainzer Beckens, wenn man von nachträglichen, dynamometamorphen Veränderungen absieht. Abgesehen von nicht seltenen Fossileinschlüssen sind die Bündner Algäu-

schiefer aber in den meisten Fällen schon zu erkennen an der engen Verknüpfung mit oberjurassischen bunten Radiolariengesteinen, an dem localen Auftreten von Manganschiefern und an dem Vorkommen einer sehr eigenthümlichen Breccie, die Verf. eingehender studirt hat. Diese Breccie, die sich vorwiegend aus Triaskalken, daneben aber auch aus krystallinen Gesteinen zusammensetzt, wurde bereits von Theobald und Tarnuzzer beobachtet und von dem ersten für jurassisch, dem letzteren für cretaceisch gehalten. Nach den Untersuchungen des Verf.'s ist die polygene Breccie, die sich, öfters in mehreren Horizonten, vom Rhätikon bis zu den Splügener Kalkbergen verfolgen lässt, den liassischen Algäuschiefern eingelagert. Die Mächtigkeit der Breccie, sowie die Grösse der Gerölle nimmt nach Westen zu; es ist nicht unwahrscheinlich, dass ihre krystallinen Bestandtheile einem Massive entstammen, das unter dem Flysch verborgen liegt und das zur Liaszeit die Küste des ostalpinen Meeres darstellte. Die Bündner Breccie erinnert lebhaft an die gleichfalls liassische Brèche du Chablais und die Brèche du Télégraphe, die von Kilian in der zweiten, dritten und vierten Zone der französischen Hochalpen nachgewiesen wurde. Auch dort ist das Auftreten der Breccien an das Vorkommen von Trias in ostalpiner Facies geknüpft. Als das jüngste mesozoische Formationsglied in Graubünden haben bisher die rothen Radiolarienhornsteine und -Schiefer gegolten, die den Lias überlagern und die nach der Anschauung des Verf.'s in's Tithon zu stellen sind. Neben ihnen treten wie im Algäu und bei Iberg bunte Foraminiferenkalke und -Mergel auf, deren Alter noch nicht ganz sicher gestellt ist. Sicher zur Kreide gehörig ist jedoch eine tiefroth gefärbte Breccie, die Verf. an verschiedenen Punkten in der Umgebung von Arosa bemerkte. Diese Breccie setzt sich vorwiegend aus mesozoischen Gesteinen zusammen, besonders häufig sind die Radiolarienhornsteine in ihr vertreten, welche über ihr postjurassisches Alter keinen Zweifel lassen. Wahrscheinlich ist die Arosa-Breccie ein Homologon der petrographisch äusserst ähnlichen Orbitulinen-Breccie des Cenomans, welche von verschiedenen Punkten der bayerischen Alpen bekannt geworden ist.

Soviel über die Zusammensetzung der Aufbruchszone. Wenn ein Theil der Schiefermassen des westlichen Bündens zum Lias gehörte, so könnte man erwarten, neben den Algäuschiefern auch die sie stets begleitenden Liasbreccien, ferner im Hangenden derselben die rothen Radiolariengesteine oder in den gewaltigen Schieferantiklinalen Trias zu finden. Dass dies alles nicht der Fall ist, sollte zur Genüge beweisen, dass die von der Aufbruchszone umschlossenen Schiefer Westbündens keine liassischen Bestandtheile mehr enthalten, sondern lediglich dem Oligocänflysch angehören.

Von einigen Autoren ist angenommen worden, dass ein Theil der Bündner Schiefer vormesozoisch ist und einer palaeozoischen oder archäischen Kalkphyllitgruppe angehört. Dieser vormesozoische Antheil der Bündner Schiefer sollte sich durch seinen stark metamorphen Habitus von den nachmesozoischen Schiefern unterscheiden, mit palaeozoischen, basischen Eruptivgesteinen eng verknüpft und stets von Verrucano oder Trias-

gesteinen überlagert sein. Ausserdem sollen zwischen dieser Kalkphyllitgruppe und dem Mesozoicum noch starke Discordanzen beobachtet werden. Verf. weist nun nach, dass in ungestörten Profilen zwischen Gneiss und Glimmerschiefer, bezw. dem archäischen kalkfreien Casanna-Schiefer und dem Verrucano oder der Trias eine Kalkphyllitgruppe fehlt. Treten derartige Kalkphyllite im Liegenden des Mesozoicums auf, so kann man mit Sicherheit Überstürzungen oder Überschiebungen annehmen; durch die mit diesen Dislocationen verbundene Dynamometamorphose erklärt sich auch der „palaeozoische Habitus" der Kalkphyllite. Die Vergesellschaftung mit den basischen Eruptivgesteinen spricht ausserdem deutlich für das junge Alter der Kalkphyllite, da die Eruptionen, wie Verf. im nächsten Capitel nachweist, erst in jungmesozoischer Zeit erfolgt sind.

Die meisten sogen. Grünschiefer sind, wie C. Schmidt nachgewiesen hat, dynamometamorph veränderte basische Eruptivgesteine vom Typus der Diabase und Spilite (Variolite). Daraus erklärt sich auch ihr inniger Zusammenhang mit Serpentin und Gabbro. Theobald hat bereits die Ansicht vertreten, dass die Serpentine und die basischen Eruptiva des nördlichen Bündens jünger seien als alle vorhandenen Sedimente, im Gegensatz zu ihm erklären Diener und Rothpletz die basischen Massengesteine für palaeozoisch, während Heim die Frage offen lässt, ob sie jurassisch oder eocän seien. Verf. ist nun in der Umgebung von Arosa mehrfach der Nachweis gelungen, dass die Massengesteine sämmtliche mesozoischen Sedimente einschliesslich der Kreidebreccie durchsetzen, dass also Theobald mit seiner Ansicht Recht behält. Die Veränderungen, die die mesozoischen Kalke im Contact mit den basischen Gesteinen erlitten haben, sind nicht sehr beträchtlich; sie beschränken sich im Allgemeinen darauf, dass die Kalke leicht marmorisirt und von Serpentin- oder Hornblendeadern durchzogen werden. Tuffe, die auf diese Massengesteine zurückzuführen wären, haben sich nirgends in Bünden gefunden, es ist also äusserst wahrscheinlich, dass diese Gesteine in Gestalt von intrusiven Stöcken, Gängen und Lagergängen auftreten und niemals die Erdoberfläche erreichten. Die basischen Massengesteine finden sich nur in der Aufbruchszone, im Flysch des westlichen Bündens konnten sie bisher noch nicht nachgewiesen werden; da sie also die vermuthlich cenomane Kreidebreccie noch durchsetzen und dem Flysch fehlen, müssen sie jünger als cenoman und älter als oligocän sein. Da aber diese massigen Gesteine, wie aus ihrer Structur und dem Mangel der Tuffe deutlich hervorgeht, Intrusiv- nicht Effusivgesteine waren, so ist mit Nothwendigkeit anzunehmen, dass über der cenomanen Breccie einst noch Schichtencomplexe, sei es der oberen Kreide oder des Eocäns existirten, welche die Massengesteine bedeckten und welche vor der oligocänen oder miocänen Hauptfaltung bereits abgetragen waren. Bemerkenswerth ist, dass die sehr ähnlichen ophiolithischen Gesteine des Appennin, der Balkanhalbinsel und des griechischen Archipels höchst wahrscheinlich eocän sind; möglicherweise sind die Basalte des Vicentin und der Euganeen mit diesen Intrusivgesteinen gleichalterig und nichts anderes als die effusiven Producte derselben Eruptionsperiode. Vielleicht begleiteten

aber auch in den Nordalpen Effusivgesteine die basischen Intrusivgesteine; auf ihr einstiges Vorhandensein lässt wenigstens das Vorkommen olivinfreier, fluidalstruirter Eruptivgesteine im Taveyannaz-Sandstein schliessen, für welche Duparc und Ritter einen Transport aus dem Vicentin annehmen, während es nach der Anschauung des Verf. wahrscheinlicher ist, dass sie dereinst in der Schweizer Klippen- oder Bündner Aufbruchszone anstanden.

Dem Schiefergebiet des westlichen Bündens ist die mandelförmige Schieferinsel des Unterengadins an die Seite zu stellen, welche sich „in einer Längserstreckung von fast 50 km von Ardetz bis über Pfadlatz hinaus und in einer Breitenausdehnung von etwa 20 km zwischen Bergzügen von altkrystallinen, palaeozoischen und mesozoischen Gesteinen ausdehnt". Die Identität der Unterengadiner Schiefer mit den Via mala- und Schyn-Schiefern ist von allen Autoren zugegeben worden; „diese Schiefer bilden eine langgestreckte, in der Richtung NO.—SW. streichende, intensiv zusammengeschobene und zu bedeutender Mächtigkeit aufgestaute Masse, die nach Art der Eocän-Flyschzone der Glarner Doppelfalte gegen NW. und SO., an den beiden Enden auch gegen SW. und NO. unter die Gesteine einer älteren Schichtenfolge einfällt". Die Grenze der Unterengadiner Schiefer gegen die älteren Gesteine ist also, genau wie bei den Westbündner Schiefern, durch eine Überschiebung bezeichnet; Reste dieser Überschiebung finden sich auch im Innern des Unterengadiner Schieferbezirks in Gestalt von isolirten Schollen und Klippen.

Der letzte Abschnitt ist der Tektonik des Bündner Schiefergebietes, besonders den tektonischen Verhältnissen der Aufbruchszone gewidmet. Der stellenweise ausserordentlich complicirte Aufbau erfordert an den meisten Punkten noch ein Einzelstudium, bisher konnten jedoch folgende allgemeine Ergebnisse festgestellt werden: „Die Kurfürstenketten tauchen am Falknis gegen O., die Glarner Doppelfalte am Rheinthale gegen O. und SO. unter eine ausgedehnte, einförmige, vielfach zusammengestauchte Decke von Oligocänflysch, deren Unterlage nur an ihrem Westrande sichtbar wird. Die Flyschregion ist von O., N. und S. her durch das Bündner Kalkgebirge und den Rhätikon überschoben unter klippenartiger Ausgestaltung des Überschiebungsrandes. Dabei erweist sich die Richtung der Überschiebung, sowie das Streichen und Fallen der Sedimente in der Nähe der Überschiebung als unabhängig von dem allgemeinen Streichen des Alpengebirges, scheint vielmehr in directer Beziehung zu stehen zu dem ursprünglichen Verlaufe der Faciesgrenze zwischen ostalpiner und helvetischer Ausbildungsweise der mesozoischen Sedimente." Die randliche Überschiebung der Bündner Schiefer setzt sich ohne Unterbrechung und mit demselben Charakter nach NO. in das Vorarlberg und die bayrischen Alpen fort, von wo sie seit langem bereits durch die Arbeiten von Gümbel und v. Richthofen bekannt geworden ist. Die Überschiebungszone ist auch hier eine Aufbruchszone, in der neben Honigtdolomit auch ältere Triasglieder und sogar altkrystalline Gesteine an den Flysch traten. Innerhalb der gesammten Bündner und nordalpinen Aufbruchszone herrscht,

wie die Sedimente der ostalpinen Facies angehören, auch der für die Ostalpen charakteristische Aufbau; die wichtigste Dislocationsform ist die Überschiebung. Die nordbayrischen und Vorarlberger Kreideketten zeigen, wie ihre Sedimente helvetisch sind, auch den continuirlichen Faltenbau der Schweizer Kalkalpenzone.

Dies sind ungefähr die wichtigsten Ergebnisse der Abhandlung, die sich wegen ihrer klaren Disposition trotz der schwierigen Probleme, die sie behandelt, sehr leicht und angenehm liest. **E. Philippi.**

Becke, Berwerth und Grubenmann: Bericht der Commission für die petrographische Erforschung der Centralkette der Ostalpen. (Anzeiger der k. k. Akad. d. Wiss. Wien. 1898. No. III. 8 p.) [Vergl. dies. Jahrb. 1898. I. -317-.]

Berwerth untersuchte auf der Südseite der Centralkette die Lagerung und die Schichtglieder der Schieferhülle im Süden und Osten der Hochalm-Gneissmasse. Zunächst ergab sich, dass die Schieferhülle von der Mallnitz-Schlucht an bis über Kolbnitz hinaus im Streichen der Möllthallinie liegt und gegen SW. einfällt, also das Streichen der Centralkette einhält und dem Gneisse concordant aufgelagert ist. An der Nase zwischen Möllthal und Liesergraben macht die Schieferhülle eine Wendung nach Osten und am Ausgang des Radlgrabens bei Gmünd lässt sich deren Streichen in NO. und Fallen in SO. bestimmen. Sowohl unterhalb Gmünd als von dort aufwärts bis nach Oberdorf in der Pölla ist der Lauf der Lieser in die Schieferhülle eingegraben.

Die Gliederung der Schieferhülle wurde im Kaponiggraben bei Ober-Vellach, im Rieckengraben bei Ober-Kolbnitz, im Radlgraben und Malthathal bei Gmünd und in einem schmalen Streifen in der Pölla verfolgt. Im Kaponiggraben wurde festgestellt, dass den grauen, normalen, gleich oberhalb Ober-Vellach auftretenden Kalkglimmerschiefern lichte, dünnplattige Granatglimmerschiefer, graphitische Schiefer und geblatterte Grünschiefer mit Ankerit interponirt sind. Tiefer bergseits sind zwei Lager von grünem Amphibolit eingeschaltet, von denen das unterste wahrscheinlich mit dem Gneisse in Berührung tritt. Im Rieckengraben wiederholen sich die Verhältnisse im Kaponiggraben mit wenigen Abweichungen. Die Fortsetzung des dunklen Amphibolschiefers als unterstes Glied der Schieferhülle wurde auch im Radlgraben angetroffen, und zwar hier wechsellagernd mit Bändern von gabbroidem Aussehen und begleitet von einem in nächster Nähe davon beobachteten Quarzgange (goldhaltigen Kies führend, altes Goldbergwerk).

Im Westen, Süden und Osten der Hochalm-Masse lagern zunächst dem sogenannten Centralgneisse streifige (amphibolitische) Gneisse und als tiefstes erkennbares Glied der Schieferhülle dunkle Amphibolite. Dadurch gewinnt die Hochalm-Gneissmasse eine gewisse selbständige Stellung gegenüber den anderen in die Schieferhülle eingedrungenen Gneisskeilen.

Als Grenzpfeiler der Hochalm-Gneissmasse können folgende Höhenpunkte, von Süden gegen Osten nach Norden vorgehend, angegeben werden: Fusspunkt der Maresen, Wabnigspitz, Groneck, Kampeleck, Hühnersberg, Bartelmann, Faschaunereck, Kaareck.

Im Nordabfall des Centralkammes in das Nassfeld wurde festgestellt, dass die erste hohe Stufe des Thalabschlusses aus der in der Ramettenspitze gipfelnden Gneissmasse gebildet ist und dass am Kamm vom Nassfeld zur Schareckspitze die Glieder des Schieferzuges Lonza-Riffelscharte durchziehen. Unmittelbar unter dem Kalkglimmerschiefer, der die letzte steile Stufe dieses Kammes bildet, wurde eine schmale Bank von Gneiss beobachtet.

Becke untersuchte zunächst die Lagerungsverhältnisse der bei Mayrhofen das Zillerthal durchquerenden Kalkzone. Es wurden deutliche Anzeichen gefunden, dass die Kalke, die z. Th. eine breccienartige Structur besitzen, discordant auf einer Unterlage von weichen, schieferigen Gesteinen aufruhen, welche in einzelnen Lagen hell, sericitreich, in anderen dunkel, kohlenstoffreich, dabei zumeist stark gefältelt sind; einzelne Lagen darin werden kalkig oder quarzitisch. Auf diesem Complex lagern auf den Höhen östlich vom Zillerthal (Gerlos-Steinwand und Rettelwand) gut geschichtete, z. Th. dichte, z. Th. krystallinisch feinkörnige Kalke in nahezu horizontaler Stellung. Auf der Rettelwand ist eine deutliche Synklinale zu sehen; als Muldenkern, also über dem Kalk, findet sich nochmals sericitischer, ungemein stark gequetschter und gefältelter Schiefer. Diese oberen Kalke unterscheiden sich sehr merklich in ihrem petrographischen Habitus von den dunkelgrauen, dünnbankigen und häufig bruchlos gefalteten Kalken, welche auf dem Brandberger Kolm, bei Brandberg, am Eingang ins Stillupthal und am Grünberg unmittelbar auf dem Granitgneiss aufruhen. Die Grenzverhältnisse dieser unteren Kalkzone wurden bis in die Gegend von Hintertux verfolgt. Hier ist die Grenze ebenfalls ganz scharf. Die Schieferung des stark sericitisirten Granitgneisses folgt im Streichen genau der Kalkgrenze, ist aber im Einfallen stets um 15—20° steiler nach Nord gerichtet. Von der Quarzit-Dolomitzwischenlage ist weiter westlich nichts zu sehen, Kalk und Gneiss grenzen unmittelbar aneinander.

Das ausgedehnte Schiefergebirge zwischen dem Duxer- und dem Innthal zerfällt in zwei durch den Pass von Laas getrennte Abschnitte. Der nördliche ist durch die zackigen Spitzen des Kellerjoches bei Schwaz bezeichnet, der südliche culminirt im Gilfertsberg und Rastkogel. Wo westlich von Schwaz das Grundgebirge unter der mächtigen Glacialbedeckung des Innthales zu Tage tritt, besteht es aus steil gestellten, stark gefalteten und gequetschten Phylliten. Diese umhüllen einen Kern von ebenso stark gequetschtem Granitgneiss, der durch Reichthum an Sericit, die Häufigkeit mechanischer Zerreissungs- und Zerbrechungserscheinungen auffällt, so dass das Gestein oft ganz klastisch aussieht. Die Art des Auftretens als Kern in einer steilstehenden Antiklinale, das Vorkommen besser erhaltener Varietäten, die deutlicher den Granitgneisscharakter zur Schau tragen, in den centralen Partien der Masse, das Vorkommen von Dingen, die kaum anders denn als Schiefereinschlüsse gedeutet werden können, machen

es wahrscheinlich, dass ein stark dynamometamorphes Intrusivgestein vorliegt. Hierüber ist von der petrographischen Untersuchung noch weitere Aufklärung zu hoffen.

Südlich vom Laaser Joch folgt eine ungeheuere Entwickelung jener monotonen, schieferigen, zwischen Glimmerschiefer, Phyllit und Quarzit schwankenden Gesteine, welche die älteren Beobachter als Thonglimmerschiefer bezeichnet haben. Es sind Anzeichen vorhanden, dass diese Gesteine mindestens zwei Antiklinalen bilden, von denen die südlichere etwas gegen Süd überschoben erscheint. Diese reicht bis zu den Höhen, welche ins Duxer Thal bei Lauersbach abfallen. Die unteren Abhänge bestehen aber hier bereits aus jenen weichen, kohlenstoffreichen Schiefern, die die Unterlage jener Kalkpartie bilden, welche das Gipfelplateau des Penkenberges zusammensetzt. Diese stellt das Gegenstück zur Gerlos-Steinwand und Rettelwand auf der Ostseite des Zillerthales dar.

In Zusammenfassung der bisherigen Berichte ergiebt sich für den Profilstreifen Bruneck-Innthal das Vorhandensein von vier grossen intrusiven Granitgneisskörpern, abgesehen von den kleineren, diesen anzugliedernden und wahrscheinlich mit ihnen zusammenhängenden Lagern. Es sind dies:

1. Die Antholzer Masse; im Kern ungemein grobkörnig, theils mit aplitisch-pegmatitischen, theils mit basischen, hornblendeführenden Randfacies. Zu dieser kann das Tauferer Gneisslager hinzugerechnet werden.

2. Die Tonalitgneissmasse des Zillerthaler Hauptkammes; sie variirt einerseits in basische, dioritähnliche, andererseits in adamellitische und granitische Varietäten. Stellenweise sind noch Spuren der Structur hypidiomorphkörniger Tiefengesteine zu erkennen, die schieferigen Varietäten zeigen hochkrystalline Entwickelung und Krystallisationsschieferung, wenig Kataklase.

3. Die Granitgneissmasse des Tuxer Kammes. Sie verschweisst gegen Osten mit 2, ist im Norden durch porphyrartige Augengneisse als Randfacies ausgezeichnet und trägt hier die Merkmale ausgedehnter Kataklase.

4. Die Masse des Kellerjochs, von 2 durch die Zone jüngerer Sedimente und Kalke bei Mayrhofen und die mächtige Masse des Thonglimmerschiefers getrennt; sehr stark mechanisch beeinflusst, mit ausgeprägter Kataklase.

Während 1—4 der Hauptmasse nach deutliche Gneissstructur zeigen, ist das nicht der Fall bei der Intrusivmasse der tonalitischen Gesteine der Riesenferner, welche vorwaltend die echt granitische hypidiomorphkörnige Tiefengesteinsstructur zur Schau tragen.

Grubenmann untersuchte die nördliche Hälfte des Ötzthales (Längenfeld—Inn), ein Arbeitsfeld, für welches eine so treffliche Vorarbeit, wie sie die geologische Karte (1 : 75000) von Teller für die Südhälfte des Thales geboten hatte, leider nicht zur Verfügung stand. Die fast nur im Korn variirenden einförmigen Silicatschiefer und Phyllitgneisse, welche als metamorphe Sedimente beiderseitig der Ebene Längen-

feld—Au die Gehänge bilden, finden nördlich der Maurach-Schlucht und des Taufererberges im lieblichen Gelände von Umhausen eine durch manchen Wechsel belebte Auslösung. Dem genannten Berge lehnen sich Muscovitgneisse an, die zu Augengneissen werden können; der berühmte Stuibenfall von Umhausen stürzt über sie herunter. Nordwärts lagern sich an grob- und feinblätterige Biotitschiefer, Biotitamphibolite, körnige bis schieferige Amphibolite, zuweilen mit reichlichen Granaten (Eklogite), beide im Zusammenhange mit gelblichen Quarziten, endlich Muscovitbiotitschiefer mit und ohne Granatgehalt, der ganze Complex in dreimaliger Wiederholung. Das anfängliche Streichen desselben von WNW. nach SSO. macht nach und nach einem WO.-Streichen Platz und vorübergehend wird das vorherrschend steile Nordfallen durch steiles Südfallen unterbrochen; dieser Synklinale folgt gegen Norden bald eine weniger deutliche Antiklinale. Eine ganz verwandt zusammengesetzte Schieferscholle ist zwischen der Engelwand und dem Acherbach bei Tumpen eingefaltet mit steilem Südfall; die hochgradige Verfältelung dieser Schiefer im Kleinen deutet für diese Stelle auf eine ungewöhnliche Intensität des Faltungsprocesses. Ungefähr auf der Linie-Habichen—Pipurgersee setzt der ganze wechselvolle Schiefercomplex nochmals ein mit Streichen NW.—SO. und steilem Fallen nach Südwest, das in einer breiteren Amphibolit-Eklogitzone gänzlich saiger wird, so dass dort eine Antiklinale durchzieht. Ihren Südschenkel bilden grossblätterige, biotitreiche Schiefer mit grober Lenticulartextur, durchsetzt von quarzerfüllten Klüften und Linsen; der Nordflügel dagegen rekrutirt sich aus im Kleinen zickzackverlaufenden, im Grossen stark verbogenen Schiefern, ähnlich wie am Acherbach. Bei Ötz nehmen violettgraue Phyllitschiefer wieder glattes Südwestfallen an, das gegen Norden hin allmählich steiler wird und schliesslich am Rande des Innthales in 80° Nordostfall übergeht; im Amberg (1628 m) erscheint sonach ein letztes, etwas nach Süden übergelegtes Gewölbe sedimentogener Gneisse und Glimmerschiefer, die denjenigen aus den Umgebungen von Längenfeld und Sölden sprechend ähnlich sind.

Sie werden im Gebiet der Ötzer Muhr unterbrochen durch eine concordante Einlagerung von Muscovitflaser- und Sericitgneissen, die sich auch in Augengneisse abändern können; in gleicher Weise sind in den Gneissen der Zone Längenfeld—Au granitische Gänge eingedrungen, wie solche im westlichen Thalgehänge oberhalb Oberried, Lehn und Unterried durchstreichen, am Ostgehänge bis 1500 m ansteigen und im oberen Sulzthale wiederholt hervortreten. Sie nähern sich im Allgemeinen sauren Apliten; seltener zeigen sie den Habitus lenticularer Biotitgneisse mit blaugrauen grösseren Kalifeldspathen.

Grössere intrusive Gesteinsmassen treten am Taufererberg zwischen Au und Umhausen, an der Engelwand und am Acherkogel bei Tumpen zu Tage.

Der „Taufererberg“ am rechten Ufer der Ötzthaler Ach und der „Hohe Büchl“ am jenseitigen linken Gehänge tragen starke Moränenbedeckung; ausgedehnte Blockmeere sind mit Wald bewachsen und von Moos über-

wuchert; in der Tiefe zieht die Maurach-Schlucht. Dort steht der „Tauferergneiss“ in senkrecht zerklüfteten hellen Felsen an; der südliche Theil der Schlucht ist durch seine Blockabstürze berüchtigt. Das Gestein erscheint bald als Augen-, bald als Flaser- und Streifengneiss und ist auffallend durch eine reiche Sericitbildung und stärkere Entwickelung von Sandquarz. Es erinnert oft an den Fibbiagranit des Gotthardmassivs oder auch an den „Centralgneiss“ der Ostalpen, in einzelnen Varietäten an die Flasergneisse des Mittelpasseier. Gegen die Peripherie der Gneissmasse hin tritt der ohnehin nicht grosse Biotitgehalt noch mehr zurück; es entwickelt sich eine aplitische Randfacies oder ein ausgesprochener Muscovitgneiss, die sich concordant an Phyllitgneisse anlagern. Unter den grossen Moränenblöcken am Ausgang des Ötzthales ist der „Tauferergneiss“ das vorherrschende Gestein.

Der Gneiss der circa 500 m hohen „Engelwand“ ist ein schieferiger Biotitgranit mit deutlicher Streckung, die sich durch in die Länge gezogene und parallel gelagerte Biotitblätter bemerkbar macht. Die Kalifeldspathe sind meist graublau, körnig zertrümmert und sericitisch glänzend; körniger Quarz tritt undeutlich hervor. Das mittelkörnige Gestein zieht ostwärts unter Farst durch zum Plankogl hinüber und fällt dort in senkrechten Abstürzen gegen den Rennebach und die Östenmuhr ab.

Ihm ganz nahe verwandt, nur wesentlich grösser im Korn, ist der „Gneiss des Acherkogl“ (3010 m), der nördlich Tumpen, am Tumpenersteig und gegen den Pipurgersee hin ein prächtiges, von Moos und Flechten bedecktes Blockmeer bildet. Die Gesteinszone ist gegen 2 km breit und in ostwestlicher Richtung an 7 km lang mit Tumpen als Mittelpunkt. Die grob lenticulare Textur dieses geschieferten Biotitgranites mit auffallend grossen, oft auch in die Länge ausgereckten Biotitblättern wird gegen den Rand der Zone hin allmählich flacher und feiner lenticular und schliesslich tritt das Gestein durch aplitische und quarzitische Bänder mit grauschwarzen phyllitischen Schiefern in mechanisch erzeugte Concordanz; eingequetschte Schieferfetzen sind dort keine Seltenheit. Daneben besteht aber die bemerkenswerthe Thatsache, dass in der Schieferhülle der „Gneisse“ der Engelwand und des Acherkogl (in der Östenmuhr, in der Acherbachscholle und bei Habichen) braunviolette Andalusite auftreten, welche mit den allbekannten Vorkommnissen von Lisens (Windegg, Fotscher, Gallwieseralp), sowie mit den neuerlich entdeckten aus der Umgebung von St. Leonhard im Pitzthal (Tiefenthal, Loibisalp) sowohl in ihrem Habitus als auch in ihrem Auftreten eine auffällige Ähnlichkeit haben. Als Begleitmineralien konnten Disthen, Sillimanit und Granat gefunden werden, und es erscheint hier von Interesse, die Frage genauer zu verfolgen, in welcher Weise die Producte eines alten Eruptivcontactes durch die späteren dynamischen Beeinflussungen des Contacthofes verändert worden sind.

Th. Liebisch.

Stratigraphie.

Cambrische und silurische Formation.

J. F. Blake: A Revindication of the Llanberis Unconformity. (Geolog. Magazine. London. (4.) **5**. 169—178. 214—226. 1898.)

T. G. Bonney: The Llanberis Unconformity. (Ebenda. (4.) **5**. 287—288. 1898.)

Blake tritt dafür ein, dass gewisse Conglomerate in Nordwest-Carnarvonshire discordant auf einer Unterlage von cambrischen Gesteinen liegen. Die sehr verschiedenartigen Meinungen, die über die geologischen Verhältnisse der betreffenden Gegend ausgesprochen worden sind, werden in einem ausführlichen, die gesammte ältere Literatur berücksichtigenden Abschnitt wiedergegeben. In einem weiteren Abschnitt theilt Blake eine Reihe von neuen Beobachtungen und Profilen mit, die in der That für seine Auffassung zu sprechen scheinen.

Bonney setzt kurz auseinander, dass er und Miss Raisin zunächst gegen Blake's von ihnen für unrichtig gehaltene Auffassung nichts erwidern werden, weil er einen erneuten Besuch der Gegend für nothwendig hält, aber zunächst nicht ausführen mag oder kann.

Beide Parteien werfen sich gegenseitig Ungenauigkeit in der Beobachtung und Irrthümer in der Deutung vor. **Wilhelm Salomon.**

G. F. Matthew: Studies on cambrian faunas. (Trans. r. soc. Canada. **3**. sect. IV. 1897. 165—203. t. 1—4.)

1. On a new subfauna of the *Paradoxides* beds of the St. John group. Obwohl die Paradoxiden-Schichten in Neu-Braunschweig recht vollständig entwickelt sind, so kannte man doch von dort bis jetzt noch kein Aequivalent ihres obersten Horizontes, wie er in Europa besonders im schwedischen Andrarum-Kalk vertreten und durch die Gattungen *Anomocare, Dolichometopus, Centropleura* und Agnosten der *Laevigatus*-Gruppe ausgezeichnet ist. Dem Verf. ist es nun gelungen, diese Lücke auszufüllen. Bei Hastings Cove am Kennebecasis-Fluss entdeckte er nämlich in einer aus Sandsteinen, Schiefern und Kalken zusammengesetzten, unmittelbar auf archäischen Gesteinen aufruhenden Schichtenfolge eine Fauna, die ausser einigen Brachiopoden (*Acrothele, Linnarssonia, Obolella* etc.) *Agnostus laevigatus* Dalm., *parvifrons* Linnarss., *punctuosus* Ang. u. a.. *Conocoryphe, Paradoxides abenacus* — bekanntlich der amerikanische Vertreter unseres *P. Tessini* —, ferner mehrere Species von *Agraulos, Ptychoparia* und *Solenopleura,* sowie Arten von *Anomocare, Dolichometopus* und *Dorypyge* — letztere eine in China, den Rocky Mountains und im Hudson-Chaimplain-Thale auftretende Gattung — enthält. Verf. hält darnach die Zugehörigkeit der fraglichen Ablagerungen zum oberen Niveau der Paradoxiden-Schichten für gesichert.

Als bemerkenswerth wird hervorgehoben, dass der neue Horizont nicht nur verschiedene Gattungen, sondern sogar Arten mit den *Olenellus*-Schichten gemein hat, während diese letzteren keine derartigen Beziehungen zu den unteren Paradoxiden-Schichten zeigten. Verf. ist geneigt, daraus den Schluss zu ziehen, dass die *Olenellus*-Schichten ihr Lager nicht sowohl unter als vielmehr über den Paradoxiden-Schichten haben.

2. Billings' primordial fossils of Vermont and Labrador. Bei der Bestimmung der oben erwähnten Fauna wurde Verf. auf deren Beziehungen zu der von Billing's aus dem Chaimplain- und St. Lorenz-Thale und aus Labrador beschriebenen „Primordial"-Fauna aufmerksam. Eine Untersuchung der Billings'schen Originale ergab in der That als sehr wahrscheinlich, dass es sich hier um einen ähnlichen Horizont handelt. Die fragliche Fauna enthält nämlich ebenfalls *Anomocare, Ptychoparia* und *Solenopleura* — bei Billings sind die betreffenden Formen als *Conocephalites* bestimmt —, ferner *Dorypyge, Bathyuriscus* und *Conocephalites.*

Kayser.

Aug. Denckmann: Silur und Unterdevon im Kellerwalde. (Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1896. 144—162. 1897.)

Verf. giebt hier eine sehr willkommene Übersicht über die Ergebnisse seiner Forschungen an den ältesten palaeozoischen Bildungen des Kellerwaldes, Forschungen, die nicht nur für das Verständniss der Geologie des genannten Gebietes, sondern auch derjenigen der weiter westlich gelegenen Theile des rheinischen Schiefergebirges sowie des Harzes von der allergrössten Wichtigkeit geworden sind.

Für das Silur werden unterschieden:

1. Urfer Schichten. Eine mächtige, sehr mannigfaltig aus pflanzenführenden Grauwacken und Grauwackenschiefern, plattigen, feldspathreichen Grauwacken, Kiesel- und Wetzschiefern, Kalken und Graptolithenschiefern zusammengesetzte Schichtenfolge. An ihrer Basis liegt am Schieferreinsgraben oberhalb des Gutes Brünchenhain unweit Jesberg eine Zone rauher, zäher, dickplattiger Dachschiefer mit zähen Grauwackensandsteinen, die Brünchenhainer oder Plattenschiefer.

2. Schiffelborner Schichten. Aus einer Wechsellagerung von Kieselschiefern und Quarzitbänken bestehend, bilden sie die unmittelbare Unterlage des

3. Wüstegarten-Quarzits, eines meist weissen, seltener röthlichen, mitunter löcherigen oder conglomeratischen Quarzitsandsteins, der die höchsten Erhebungen des Kellerwaldes, sowie auch den langen hohen Bergrücken des Acker- und Bruchberges im Oberharz, den Wollenberg unweit Marburg und einige kleinere, weiter westwärts gelegene Vorkommen zusammensetzt.

4. Grauwackensandstein des Ortberges (bei Schönstein), ein durch seinen grossen Reichthum an weissem Glimmer und seine Zähigkeit leicht kenntliches Gestein.

5. Rückling-Schiefer. Wetzschieferartige Thonschiefer, für die sehr bezeichnend sind Knollen eines grauen bis bläulichen, flintartigen Kieselschiefers.

6. *Cardiola*-Schichten des Steinhorns (unweit Schönau). Pyritknollenführende, dunkle, kalkhaltige Thonschiefer mit Linsen und Platten von meist dichtem Kalk. Sowohl die Schiefer als auch die Kalke enthalten zahlreiche (vom Verf. in tiefen, langen Schurfgräben gesammelte) Versteinerungen der böhmischen Stufe E Barrande's, namentlich Orthoceraten, Pelecypoden (*Cardiola* — besonders *interrupta* —, *Praecardium, Lunulicardium, Praelucina, Avicula* u. a.), Crinoiden und Graptolithen (*Monograptus*).

Als zweifelhafte Gesteine des Silurs des Kellerwaldes werden weiter beschrieben:

1. Graptolithenschiefer des Steinboss bei Möscheid. Milde Wetzschiefer mit [Styliolinen, Tentaculiten und] Graptolithen (*Monograptus* und *Retiolites Geinitzianus*), Pelecypoden u. a. [Diese Schiefer haben jetzt ihre stratigraphische Stellung zwischen Schiffelborner und Urfer Schichten gefunden.]

2. Kieselgallen-Schiefer des Kellerwaldes. Versteinerungsreiche, unter sehr unklaren Lagerungsverhältnissen am Steinhorn auftretende [jetzt ins Hangende der *Cardiola*-Schiefer verwiesene] Schiefer.

Man wird dem Verf. nur beistimmen können, wenn er vorschnelle Parallelisirungen der einzelnen oben aufgeführten Glieder als nicht im Interesse der Sache liegend bezeichnet. Als sicher könne aber jetzt angenommen werden, dass die *Cardiola*-Schiefer des Steinhorns der böhmischen Stufe E entsprächen. Andererseits sei zu berücksichtigen, dass im tiefsten Silur des Kellerwaldes, in den Urfer Schichten, lediglich einzeilige Graptolithen sowie *Cardiola*-Formen aus der Verwandtschaft von *interrupta* (cf. *migrans* und *gibbosa*) vorhanden seien.

Innerhalb des Unterdevon trennt Denckmann:

1. Hercynisches Unterdevon, d. h. solches mit böhmischer Facies. Hierher gehört vor Allem die kalkreiche, vielfach conglomeratisch werdende Grauwacke des Erbsloches bei Densberg. Die reiche Fauna besteht vorwiegend aus Brachiopoden, neben denen noch Korallen, Zweischaler, Schnecken, Trilobiten u. a. vorhanden sind. Weitaus am häufigsten ist in sehr grossen Exemplaren *Spirifer Decheni* Kays. Von sonstigen häufigen und wichtigen Formen werden genannt: *Spirifer Hercyniae* Gieb., *Nerei* Barr., *Ilsae* A. Röm., *Atrypa reticularis*, *Streptorhynchus* cf. *umbraculum, Chonetes sarcinulata* und *dilatata, Rhynchonella bifida* A. Röm. und *daleidensis*, ferner Arten von *Pterinaea, Bellerophon, Phacops, Dalmanites, Pleurodictyum Petrii* und *Selcanum* u. a.

Von anderen Vorkommen von hercynischem Unterdevon seien nur noch die unreinen Knollenkalke des Steinhorns mit *Rhynchonella princeps, Spirifer Hercyniae, Cyphaspis hydrocephala, Dalmanites, Phacops* etc. erwähnt.

2. Rheinisches Unterdevon. Hierher gehören die Michelbacher Schichten mit einer spärlichen Obercoblenz-Fauna.

Kayser.

Beushausen, Denckmann, Holzapfel und **Kayser**: Bericht über eine gemeinschaftliche Studienreise. (Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1896. 277. 1897.)

Die im Frühjahre 1897 ausgeführte Reise begann im Kellerwalde, berührte sodann die Gegend von Caldern an der oberen Lahn und betraf weiter das hessische Hinterland und das Dillgebiet bis an den Rand der Westerwälder Basalt- und Braunkohlenbildungen.

Im Kellerwald wurde unter dem in seinen oberen Theilen hercynisch entwickelten Unterdevon eine mächtige Folge silurischer Schichten angetroffen, die sich von oben nach unten in übersichtlicher Weise folgendermaassen zusammensetzt:

Obere schiefrig-kalkige Zone.	[Dunkle Plattenkalke], Kieselgallenschiefer. Graptolithenschiefer mit Kalken, Thonschiefer mit Retioliten, Rücklingschiefer.
Mittlere quarzitische Zone.	Grauwackensandsteine des Ostberges, Klippenquarzite des Wüstegartens, Schiffelborner Quarzite und Kieselschiefer.
Untere Schiefer- und Grauwacken-Zone.	[Möscheider Styliolinen- und Graptolithenschiefer], Urfer Schichten mit Graptolithenschiefern, Densberger Kalken, Kieselschiefern etc., Plattenschiefer von Sinn (Dill), Caldern, (Lahn) etc.

An der Lahn und Dill konnten die Plattenschiefer, die Urfer Schichten, die Schiffelborner Kieselschiefer und die Klippenquarzite mit aller Sicherheit wieder erkannt werden, wenn es auch leider nicht gelang, beweisende Versteinerungen (insbesondere Graptolithen) aufzufinden. Ausser den genannten Gesteinen wurden aber in der Gegend von Caldern und noch mehr bei Gladenbach als ein weiteres, tiefstes [seitdem auch am Kellerwalde nachgewiesenes] Glied der silurischen Schichten helle, fein- bis grobkörnige Arkosen-Quarzite, die eng mit Kiesel- und Alaunschiefern [sowie mit körnigen Diabasen] verknüpft sind, beobachtet.

Alles in Allem hat diese Reise ergeben, dass sich ein breites, mehr oder minder zusammenhängendes Band von silurischen Gesteinen mit ausgesprochenen und sich im Wesentlichen gleichbleibenden petrographischen Eigenthümlichkeiten vom Kellerwald bis zum Westerwald verfolgen lässt. Einzelne Gesteine, wie besonders die Plattenschiefer, die Klippenquarzite, kehren auch im Harz wieder, dessen silurische Schichten offenbar nur die östliche Fortsetzung des genannten Silurzuges bilden. **Kayser.**

Carbonische und permische Formation.

David White: Age of the Lower coals of Henry County, Missouri. (Bulletin of the geological society of America. 1897.)

Die tiefsten kohlenführenden Schichten in Henry County sind in Erosionskesseln abgelagert, welche sich in den untercarbonischen Schichten gebildet haben, und keilen nach allen Seiten aus. Die Altersbestimmung der Schichten ist nach der Flora ausgeführt, deren Material vorzugsweise aus der Gegend von Clinton stammt, aus der sogen. „Jordan-Kohle". Auf dem Untercarbon liegt im Allgemeinen zunächst ein unregelmässiger, eisenschüssiger Sandstein, der Spring-River Sandstein, der als Millstonegrit bezeichnet wird und zuweilen fehlt. Die Flora der kohlenführenden Schichten enthält 123 Arten, die sowohl aus den unteren, anthracitführenden, als aus den oberen, bituminöse Flötze einschliessenden Schichten stammen. Die unteren kohlenführenden Schichten von Henry County sind, wie ein Vergleich der Floren ergiebt, jünger als die Morris-Kohle von Illinois, die Carion-Kohle des Fettkohlengebietes von Ohio und Pennsylvanien, und sind etwa gleichalterig der unteren Kittanning-Flora der Fettkohlenregion oder der C-Kohle des nördlichen Anthracitgebietes. Die Discordanz zwischen der Jordan-Kohle in Missouri und dem Untercarbon umfasst also mittelcarbonische Schichten, welche in Pennsylvanien 1200′, in Westvirginia und Alabama 2500′ mächtig sind. Die meisten Pflanzen aus Henry County finden sich in England in den mittleren und oberen Coal Measures. Ein Vergleich mit den Vorkommen auf dem europäischen Festlande ergiebt eine ungefähre Gleichalterigkeit mit den oberen Partien der Valenciennes-Schichten. In einer allgemeinen Schlussbemerkung parallelisirt Verf. die Flora der oberen Kittanning-Kohle der Fettkohlenregion, und Flötz E des nördlichen Anthracitgebietes mit dem oberen Westphalien (Saarbrücker Schichten), die des Flötzes G mit dem Stephanien (Ottweiler Schichten).

Holzapfel.

John J. Sevenson: Notes on the geology of Indian Territory. (Transactions of the New York Acad. of sciences. **15.** 1895/96.)

Anschliessend an ein von Chance aufgestelltes Profil durch das Carbon des Indianer Territoriums bespricht Verf. Einzelheiten des Vorkommens. Die Reihenfolge der Schichten ist nach Chance:

Poteau-Stage.	
1. Sandsteine und Schiefer	1200′
2. Kavanaugh-Flötz	4
3. Sandsteine und Schiefer	4036
4. Secor-Flötz	2 6″
5. Schiefer.	
Tomlinson-Stage.	
6. Sandsteine	50
7. Schiefer	320

8. Sandsteine . . . . . 100′
9. Schiefer, mit einem 3′ mächtigen Kohlenflötz an der Basis 220

Norristown-Stage.

10. Sandstein 100

Booneville-Stage.

11. Schiefer 200
12. Sandsteine 50
13. Schiefer 130
14. Norman-Flötz 3
15. Schiefer und Sandstein mit schmalen Kohlenstreifen . 600
16. McAlester-Flötz 4
17. Schiefer 500
18. Sandsteine 100
19. Schiefer mit schmalen Kohlenstreifen 700
20. Grady-Flötz 4

Appleton-Stage.

21. Sandsteine 200
22. Schiefer.

Die Booneville-Schichten besitzen das meiste Interesse. Die Flötze derselben werden vielfach gebaut. Von ihnen führt das Grady-Flötz verkokbares Material. Hin und wieder finden sich dünne Kalksteinlagen, von denen eine am Buckhorn-Creek Asphalt enthält, und früher als Kohle gewonnen wurde. Sie enthält Fossilien, und zwar vorwiegend Cephalopoden — *Solenocheilus collectus* M. u. W., *Metoceras cavatiforme* Hyatt, Orthoceren etc., die mit ihrer ursprünglichen Schale erhalten sind. — Die Schichten sind stark gefaltet, und der geologische Bau zeigt viel Ähnlichkeit mit dem der Appalachen. **Holzapfel.**

A. Derjavine: Observations géologiques faites sur le terrain traversé par la ligne du chemin de fer entre l'Ob et le Tom. (Geol. Beob. sibir. Eisenb. 1. 1896. Russ.)

Das beschriebene Gebiet umfasst einestheils die nördliche Fortsetzung der Salaïr-Kette, anderntheils eine ausgesprochene, sich nordwärts neigende Hochfläche. An dem geologischen Aufbau betheiligen sich devonische, unter- und obercarbonische, sowie postpliocäne Schichten. Die kohlenführenden Schichten bilden die Fortsetzung der von Kusnetz, und finden sich am Tom, unterhalb von Balakhonsk, an der Kartschaga und an der Izyla bei den Dörfern Zavialowa und Sukhostriélowa. Die Kohlenkalkzone besteht aus grünen Schiefern und Kalken mit untercarbonischer Fauna. Man trifft sie an der Titka bei Ust-Sosnowska, in der Umgebung von Alyschewa und an der Bolschaja Izyla. Das Devon besteht aus rothen Sandsteinen, Thonschiefern und Kalken mit oberdevonischer Fauna. Es steht an am Tom bei Podonina und vor allem am Ostabhang der Salaïr-Kette. Die Grenze zwischen Devon und Carbon bildet eine Verbindungs-

linie der Dörfer Sukhostrielowa, Ust-Sosnowska, Ossinowaja und Podonina am Tom. Zwischen den palaeozoischen Schichten treten Granite, Diabase, Porphyrite, Porphyre und deren Tuffe auf. Die postpliocänen Schichten bestehen aus sandigen Thonen mit Mammuthresten, geschichteten Sanden und alten Flussgeröllen. Von nutzbaren Mineralien kennt man Gold (in Spuren an der Suenga und Ina) und Kohle (bei Gorlowa), sowie Spuren von Eisenerzen in den Thonschiefern. **Holzapfel.**

F. W. Cragin: The Permian System in Kansas. (Colorado College Studies. **6.** 1896.)

Verf. giebt zunächst die nachstehende vorläufige Gliederung der permischen Ablagerungen in Kansas.

Divisions	Formations	
	II. The Cimarron Series.	
Kiger	Big Basin sandstone	
	Hackberry shales	
	Day Creek dolomite	
	Red Bluff sandstones	
	Dog Creek shales	
Salt Fork	Cave Creek gypsum	
	Flowerpot shales	
	Cedar Hills sandstone	
	Salt Plain measures	
	Harper Sandstones	
	I. The Big Blue Series.	
Sumner	Wellington shales	
	Geuda salt-measures	
Flint Hills	Chase limestones	Prosser
	Neosho shales	Prosser

Die Gesammtmächtigkeit des Perm ist rund 2200′. Zwischen der oberen und unteren Abtheilung herrscht ungleichförmige Lagerung, die noch nicht erklärt ist. Die Big Blue Series umfasst das sogen. Permocarbon, und hat ihren Namen von dem Big Blue-Fluss in Nord-Kansas. Sie enthält die wichtigen Salzlager. Die Neosho-Schichten sind schieferig, mit wenig mächtigen Kalken, die Chase-Kalke sind compact, mit drei Feuersteinhorizonten. Die wichtigsten Fossilien der Flint Hill-Schichten sind: *Athyris subtilita, Chonetes granulifera, Productus semireticulatus* und var. *calhounianus, P. costatus, P. nebrascensis, Derbya crassa, D. multistriata, Meekella striatocostata, Enteles hemiplicatus, Spirifer planoconvexus, Aviculopecten carboniferus, A. M'Coyi, A. occidentalis, Pleurophorus oblongus, Pl. subcostatus, Pl. subcuneatus, Myalina kansasensis, Allorisma subcuneata, Bakevellia parva* etc. Die Sumner Abtheilung ist vorwiegend schieferig mit dünnen Kalken. An der Basis enthält sie die

technisch sehr wichtigen Geuda-Salzablagerungen, bestehend aus bunten Schiefern, Gypsen, Kalken und Steinsalz. Einige Kalke sind fossilführend und enthalten ausser *Derbya multistriata* vorzugsweise Zweischaler. Cölestindrusen sind häufig. Die Wellington shales bestehen, wie der Name sagt, vorwiegend aus Schiefer von 250—450′ Mächtigkeit. Sie enthalten Salzimprägnationen, aber keine Salzlager. Am kleinen Arkansas-Fluss kommt ein wahrscheinlich hierhergehöriger zelliger Dolomit vor. Die obere Schichtenfolge, die Cimarron Series, führt keine Kalke und keine Versteinerungen, sie bezeichnet ungefähr dieselben Ablagerungen, die sonst wohl als die „red beds“ bezeichnet worden sind. Ihre Zusammensetzung ist aus der oben gegebenen Tabelle ersichtlich. Sie enthält u. a. die salzführenden Schichten von Salt Plain, die zwischen zwei Sandsteinzonen (Harper und Cedar Hills) liegen. Das Salz bildet in der Great Salt Plain in der trockenen Jahreszeit oberflächliche Krystallkrusten von einer Dicke bis zu mehreren Zoll. Es kommt aber auch in Lagern zwischen den Schiefern vor, und ist z. B. bei Pratt erbohrt worden. Soolquellen entspringen vielfach dieser Schichtengruppe. **Holzapfel.**

Juraformation.

Engel: Zwei Grenzbänke im schwäbischen Weissen Jura mit ihren Leitammoniten (Weiss β/γ und γ/δ). (Jahresh. d. Ver. f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg. 53. Jahrg. Stuttgart 1897. 56.)

Im schwäbischen Jura sind, wie schon Quenstedt hervorgehoben hat, insbesondere manche sogen. Grenzbänke durch Reichthum an Versteinerungen ausgezeichnet, so die Grenzschicht Weiss-Jura β/γ und γ/δ. Die erstere besteht aus einer 0,6—1 m mächtigen Kalkbank, die noch durchaus geschlossen auftritt, wie die echten wohlgeschichteten Kalke des Weiss-Jura β, aber einen entschieden grösseren Thongehalt hat, als diese und ebendamit an das thonige γ gemahnt. Von den Versteinerungen dieser Schicht, die in erstaunlichem Reichthum hervorkommen, berücksichtigt Verf. nur die Gruppen des *Ammonites polygyratus* Rein., *Amm. colubrinus* Rein. und *Amm. Reineckianus* Qu. (= *platynotus* Rein.). *Amm. polygyratus* erscheint schon in β und hat hier immer ein kleines Ohr, während die Form der Grenzschicht durch ein langes Ohr ausgezeichnet ist. Auch *Amm. colubrinus* setzt in β ein und von dieser β-Form unterscheidet sich die der Grenzschicht durch häufigeres Vorkommen von Dreitheilung der Rippen. *Amm. Reineckianus* Qu. hat sein Hauptlager in γ, tritt aber bereits in der Grenzschicht β/γ auf, und zwar sowohl in der gestachelten Varietät, dem echten *Reineckianus* Qu., wie in der ungestachelten (*Amm. Galar* Opp.).

Auch die Grenzbänke γ/δ sind sehr reich an Versteinerungen, sie bilden zugleich eine wichtige Quellschicht im Weissen Jura, den „zweiten

Quellhorizont". In diesem Horizont kommt kein echter Kragenplanulat mehr vor und noch kein *Amm. circumplicatus* Qu. (früher *Amm. mutabilis* Orb.), wohl aber eine Anzahl anderer seltener und bezeichnender Ammoniten, so der echte typische *Amm. trifurcatus* Rein., ferner der echte *Amm. divisus* Qu. und *Amm. Balderus* Opp. Die letztgenannte Art, die Verf. als eine gute, von *planula* Hehl mit Recht abgetrennte Species bezeichnet, kommt nur in der Grenzschicht γ/δ vor, die man geradezu *Balderus*-Bank nennen könnte. Leider existirt keine ganz zutreffende Abbildung dieser Art.

Die vorliegende Arbeit enthält ausserdem eine Anzahl palaeontologischer Bemerkungen, die hier übergangen werden müssen, die aber für die Systematik der Malm-Ammoniten nicht ohne Bedeutung sind.

V. Uhlig.

C. de Vogdt: Le Jurassique à Soudak. Guide des excursions du VII. Congrès géol. internat. St. Pétersbourg 1897. **32.**

In der Umgebung von Sudak, an der Südküste der Krim, zwischen Yalta und Theodosia, ist die Juraformation in Form von dunkelgrauen Schiefern, Sandsteinen und Kalksteinen entwickelt, über deren geologisches Alter verschiedene Ansichten geäussert wurden. Verf. hat diese Bildungen in den Jahren 1895 und 1896 genau studirt und hier speciell die Gegend Pertchem bei der kleinen deutschen Colonie von Sudak für die Excursion des internationalen Geologencongresses dargestellt.

Man kann im Jura von Pertchem oberes Oxfordien und Callovien unterscheiden. Das Callovien besteht aus Schiefern, Sandsteinen und geschichteten Kalksteinen. Letztere enthalten auf der Höhe von Pertchem viele Versteinerungen, namentlich: *Rhynchonella varians*, *Terebratula sphaeroidalis*, *Zeilleria obovata*, *Waldheimia pala*, *Modiola imbricata*, *Goniomya proboscidea*, *Phylloceras euphyllum*, *Ph. mediterraneum*, *Ph. tortisulcatum*, *Ph. subobtusum*, *Ph. viator*, *Harpoceras hecticum*, *H. lunula*, *H. Laubei*, *H. rossiense*, *H. krakoviense*, *Oppelia aspidoides*, *O. conjungens*, *Macrocephalus pila*, *Perisphinctes Moorei*, *P. subtilis*, *Peltoceras annulare*. Verf. stellt diese Fauna in das untere Kelloway (Zone des *Ammonites macrocephalus*), bemerkt aber, dass sich hier, wie so oft im Kelloway, einzelne Bathformen *(Oppelia aspidoides, Perisphinctes Moorei)* und Formen des oberen Kelloway *(Peltoceras annulare)* den eigentlichen Typen des *Macrocephalus*-Horizontes beigesellen. Der Kalkstein wird nach unten sandig, und geht über in Sandstein mit *Zeilleria obovata*, *Rhynchonella varians* und *Pecten fibrosus*. Dieser Sandsteinhorizont mit *Rhynchonella varians* ist constant, unter ihm erscheinen Schiefer in beträchtlicher Mächtigkeit, die möglicherweise die tieferen Theile des Dogger, ja vielleicht selbst den Lias umfassen.

Das Hauptgestein des Oxfordien ist dunkler Schiefer mit Einlagerungen von massigem Riffkalk, von geschichtetem Kalkstein, Sandstein und Conglomerat. Die Schiefer gehen in Sandsteine und Conglomerate

über, aber auch der Kalkstein zeigt dieselben Übergänge in Sandstein und Schiefer, er bildet eine in verschiedenen Horizonten des Oxfordien auftauchende Bildung ohne feste Stellung. Das Oxfordien enthält in übergrosser Menge Korallen, die von E. Solomko bearbeitet wurden, besonders Montlivaultien *(Montlivaultia serrata, nattheimensis, dispar, compressa)*, ferner Leptophyllien *(Leptophyllia Fromenteli, Thurmanni, excelsa, Montis, corniculata), Calamophyllia flabellum, Thamnastraea concinna* u. s. w. Ferner kommen zahlreiche Echinodermen vor, wie *Cidaris florigemma, C. cervicalis, Diplocidaris gigantea, Rhabdocidaris nobilis* und endlich Bivalven und Brachiopoden, wie *Rhynchonella arolica, Pecten subtextorius, P. inaequicostatus, Lima tumida.* Auf Grund dieser Fossilien kann man behaupten, dass die Oxfordschichten von Pertchem jünger sind als die Zone des *Ammonites cordatus* und älter als die Zone des *Amm. tenuilobatus.*

Zur Erläuterung des tektonischen Baues ist eine Tafel mit Profilen beigegeben.

Ref. hat an der Excursion des Geologencongresses in Sudak theilgenommen und glaubt, obwohl es schwierig ist, sich auf Grund einer einzigen Excursion eine feste Meinung zu bilden, doch die Ansicht aussprechen zu sollen, dass die von C. v. Vogdt so gründlich studirte Zusammengehörigkeit von Riffkalk und Schiefer hier in einer Weise lehrreich und klar aufgeschlossen ist, wie dies wohl nur selten der Fall sein dürfte. Eine genaue Darstellung in Wort und Bild dürfte des grössten Interesses sicher sein. Auch der bestimmte Nachweis der Schieferfacies im weissen Jura ist von Bedeutung, da man bisher geneigt war, die Schiefer der Krim und des Kaukasus hauptsächlich dem Lias und Dogger zuzuschreiben. Vielleicht deuten die Verhältnisse in der Krim schon eine Art Übergang zur Entwickelung des Oberjura im Himalaya an, wo der Oberjura bis an die Basis der Kreideformation aus schwarzen Schiefern (Spiti-shales) besteht.

Am Aufstieg zur Ruine von Sudak fand Ref. ein schönes Exemplar von *Megerlea pectunculus.* Es ist dies bekanntlich eine der bezeichnendsten Arten der Korallen- und Spongienfacies im unteren und mittleren Theile der Oxfordstufe. **V. Uhlig.**

Fritz Nötling: The Fauna of the Kelloways of Mazár Drik (Baluchistán). (Palaeontologia Indica. ser. XVI. Calcutta 1895.) [Dies. Jahrb. 1898. II. -297-.]

Das geologisch älteste Glied des Durchschnittes der Mari hills in Baluchistan besteht nach Griesbach und Oldham aus einem massigen Kalkstein, in dem Lala Kishen Sing eine reiche Ammonitenfauna auffand. Obwohl die Stücke meist verdrückt und die Loben unkenntlich sind, konnten mit Hilfe der Waagen'schen Originalexemplare von Kutch trotzdem Bestimmungen vorgenommen werden. Wenn zwischen den Abbildungen Waagen's und denen des Verf. Unterschiede bestehen, so ist dies nach Angabe des Verf. auf die nicht ganz correcten, weil stark restaurirten Abbildungen bei Waagen zurückzuführen. Verf. sah sich sogar veranlasst,

zwei Originale von Kutch behufs Vergleichung mitabzubilden. Der Jurakalkstein von Mazár Drik hat bis jetzt 22 Arten geliefert, darunter 17 specifisch bestimmbare, und unter diesen wieder eine neue Art, *Perisphinctes baluchistanensis*. Die Namen der Arten lauten: *Nautilus wandaensis* Waag., *N. giganteus* Orb., *N. intumescens* Waag., *Harpoceras* sp., *Sphaeroceras bullatum* Orb., *Macrocephalites macrocephalus*, *M. transiens* Waag., *M. polyphemus* Waag., *M. subcompressus* Waag., *M. lamellosus* Waag., *M. grantanus* Waag., *M. opis* Waag., *Perisphinctes balinensis* Waag. (non Neum.), *P. baluchistanensis* n. sp., *P. Recuperoi* Gemm., *P. aberrans* Waag. 15 Arten sind identisch mit Kutch und die verticale Vertheilung derselben lässt keinen Zweifel darüber, dass die massigen Kalke von Baluchistan, für die Verf. den Namen *Polyphemus*-Kalke vorschlägt, der Charee-Gruppe von Kutch entsprechen.

Nach Waagen zerfällt die Charee-Gruppe in folgende Stufen von unten nach oben: 1. *Macrocephalus* beds, 2. *Anceps* beds, *Athleta* beds, Dhosa Oolite. Sieben Arten der obenstehenden Liste entfallen auf die *Macrocephalus* beds von Kutch, drei Arten, *Nautilus wandaensis, Macrocephalus transiens* und *M. polyphemus* auf die Dhosa Oolites, während das *Anceps* bed nur durch *Macrocephalus opis,* das *Athleta* bed nur durch *Perisphinctes aberrans* vertreten ist. Der *Polyphemus*-Kalkstein dürfte demnach hauptsächlich den *Macrocephalus*-Horizont vertreten und dem unteren Kelloway Europas homotax sein. Die Möglichkeit von Unterabtheilungen ähnlich denen von Kutch wird erst durch künftige Untersuchungen festgestellt werden. Nebst den Cephalopoden liegen noch einige Brachiopoden, Bivalven und Gastropoden vor, und zwar: *Terebratula ventricosa* Ziet., *Rhynchonella plicatella* Sow., *Lima* sp., *Gervillia* sp., *Pholadomya* sp., *Pleurotomaria* sp. Die Brachiopoden scheinen auf einen tieferen Horizont hinzuweisen, sind aber zu unbedeutend, um einen bestimmteren Schluss zuzulassen. Sämmtliche Arten von Mazár Drik sind abgebildet, ausserdem *Macrocephalus polyphemus* und *M. transiens* Waag. aus dem Dhosa Oolite von Kutch. **V. Uhlig.**

Kreideformation.

Ivan Simionescu: Studii geologice și paleontologice din Carpații Sudici. I. Studii geologice asupra Basenului Dîmboviciórei. II. Fauna Neocomiană din Basenul Dîmboviciórei. (Academia Româna. Publicațiunile Fondului Vasilie Adamachi No. II. Bucuresci 1898.)

Die vorliegende Arbeit besteht aus einer geologischen Beschreibung des Beckens der Dimbovicioara im rumänischen Theile der transsylvanischen Alpen und aus der palaeontologischen Beschreibung der bekannten Neocomfauna der Dimbovicioara. Der erste Theil ist auch in deutscher Sprache im Jahrbuche der geologischen Reichsanstalt erschienen und wurde

hier bereits besprochen. Über die Ergebnisse der palaeontologischen Beschreibung der Neocomfauna dagegen veröffentlichte Verf. in deutscher Sprache nur eine so kurze Mittheilung (dies. Jahrb. 1898. II. -484-), dass es angemessen sein wird, von der palaeontologischen Beschreibung der betreffenden Neocomfauna, die nunmehr in rumänischer Sprache vorliegt, hier nochmals Kenntniss zu nehmen.

Verf. beschreibt im Ganzen 103 Arten, darunter 86 Cephalopoden. Die wichtigsten sind:

Belemnites beskidensis Uhl., *B. minaret* Rasp., *B. jaculum* Phill., *B. dilatatus* Bl., *B. pistilliformis* Bl.

Nautilus pseudoelegans Orb., *N. neocomiensis* Orb., *N. bifurcatus* Oost., *N. plicatus* Fitt.

Phylloceras infundibulum Orb., *Ph. Thetys* Orb., *Ernesti* Uhl.

Lytoceras Phestus Math., *L. anisoptychum* Uhl., *L. densifimbriatum* Uhl., *L. subfimbriatum* Orb., *L. crebrisulcatum* Uhl., *L. strangulatum* Orb., *L. muierense* n. sp.

Costidiscus Rakusi Uhl., *C. recticostatus* Orb., *C.* cf. *nodosostriatus* Uhl.

Hamites Haueri (Hoh.) Uhl., *H.* cf. *acuarius* Uhl., *H.* cf. *subcinctus* Uhl.

Ptychoceras Ponii n. sp., *P. inornatum* n. sp.

Amaltheus (?) aff. *clypeiformis* Orb.

Haploceras Grasi Orb.

Desmoceras difficile Orb., *D. hemiptychum* Kil., *D. cassidoides* Uhl., *D. psilotatum* Uhl., *D. Waageni* n. sp., *D. Karakaschi* n. sp.

Silesites Seranonis Orb., *S. vulpes* Coq.

Puzosia Melchioris Tietze, *P. liptoviensis* Zeusch.

Cleoniceras cf. *strettostoma* Uhl., *Cl. Suessi* n. sp.

Holcodiscus incertus Orb., *H. Van-den-Heckei* Orb., *H. Gastaldii* Orb., *H. diversecostatus* Coq., *H.* cf. *Seunesi* Kil.

Pachydiscus Neumayri Haug.

Hoplites romanus Herb., *H. Treffryanus* Karst., *H. Borowae* Uhl.

Pulchellia Didayi Orb., *P. pulchella* Orb., *P. compressissima* Orb., *P. Sauvageaui*, *P. provincialis.*

Acanthoceras Albrechti-Austriae.

Crioceras angulicostatum Orb., *Cr. Duvali* Orb., *Cr. Emmerici* Lév., *Cr. Uhligi* n. sp., *Cr.* cf. *Mojsisovicsi* Haug, *Cr. Kiliani* n. sp., *Cr. dissimile* Orb., *Cr. trinodosum* Orb., *Cr. furcatum* Orb.

Leptoceras Beyrichi Karst., *L. Studeri* Oost., *L.* aff. *cirtae* Sayn.

Heteroceras Leenhardti Kil., *H. Giraudi* Kil., *H.* cf. *Tardieni* Kil.

Pleurotomaria Dupiniana Orb.

Aporrhais obtusa Pict., *Pecten Cottaldinus* Orb., *P. Euthymi* Pict., *Hinnites rumanus* n. sp., *Arca Haugi* n. sp., *Pholadomya barremensis* Math., *Neaera interstriata* n. sp., *Rhynchonella lineolata* Phill., *Rh.* cf. *multiformis* Roem., *Terebratula sella* Sow., *Waldheimia rucarensis* n. sp., *Serpula parvula* Münst.

Die Neocomfauna der Dimbovicioara ist nunmehr, dank den Bemühungen des Verf., in ihrer vollen Reichhaltigkeit bekannt. Wurden auch die bisherigen Anschauungen über diese Fauna im Allgemeinen nur bestätigt, so sind doch mehrere bemerkenswerthe Einzelheiten hinzugekommen. Die Hauptmasse der Formen gehört der Barrême-Fauna an, nur einige wenige deuten auf das Hauterivien, wie *Belemnites dilatatus*, *Ammonites Grasi, incertus, romanus, Crioceras Duvali.* Von 52 Arten (mit Hinweglassung der neuen und ungenügend bekannten Arten) sind 45 mit dem südfranzösischen und 29 mit dem schlesischen Neocom gemeinsam. Die neuen Arten, unter welchen besonders die *Cleoniceras Suessi* genannte Form bemerkenswerth ist, sowie eine Anzahl älterer Arten sind auf 8 Tafeln trefflich abgebildet. Den Schluss der Arbeit bildet eine vergleichende Tabelle, aus welcher die Verbreitung der beschriebenen Formen in anderen Gebieten ersichtlich ist. **V. Uhlig.**

E. Stolley: Einige Bemerkungen über die obere Kreide, insbesondere von Lüneburg und Lägersdorf. (Archiv f. Anthropologie u. Geologie Schleswig-Holsteins. I. 1896.)

Verf. hält gegenüber Schlüter an seiner früheren Angabe fest, dass bei Lägersdorf *Inoceramus Cuvieri* in Quadraten-Schichten vorkomme, und giebt eine Darstellung der Tektonik am Zeltberge bei Lüneburg. In der tiefsten Senon-Zone, dem Emscher, fanden sich: *Actinocamax westfalicus* Schl., *A. verus* Mill., *A. granulatus* Schl., *Inoceramus involutus* Sow., *I.* cf. *digitatus* Sow., *I. subcardissoides* Schl., *I. lobatus* Mnst., *I. Cuvieri* Sow., *Micraster cor anguinum* Ag., *Echinoconus conicus* Lk., *Echinocorys vulgaris* Br. var. aff. *gibba* Lam.

Eine untere Zone dieses Emscher ist durch Häufigkeit von *Inoceramus involutus*, eine obere durch eine solche von *Actinocamax westfalicus* und *Micraster cor anguinum* charakterisirt. *Inoceramus Cuvieri* ist nur schwer von rechten Klappen des *I. involutus* zu unterscheiden. Aus den über dem Emscher folgenden Quadraten-Schichten und den nächst älteren Schichten, die weder von den höheren noch den tieferen Schichten scharf zu scheiden waren, giebt der Verf. an: *Actinocamax quadratus* Bl., *A.* cf. *granulatus* Schlüt., *Belemnitella mucronata* Schl., *Terebratula carnea* Sow., *Offaster pillula* Sow., *O. corculum* Gldf., *Micraster Gottschei* Stolley, *Echinocorys vulgaris* Br. var. *conica,* var. *rotundata* und Zwischenform zwischen den var. *conica* und *conoidea, Marsupites ornatus.* In den Mucronaten-Schichten sind wahrscheinlich 2 Horizonte entwickelt, deren unterer durch *Heteroceras polyplocum*, deren oberer durch *Scaphites constrictus* und *Trigonosemus pulchellus* ausgezeichnet ist. Verf. sieht im Gegensatz zu Schlüter in der *Polyplocum*-Zone nicht oberes Ober-Senon und betrachtet das Danien nicht als selbständige Kreide-Etage, rechnet es vielmehr zum Senon, ebenso wie den Emscher. Eine Anzahl Verwerfungen, welche die Kreide durchsetzen, werden beschrieben. In Lägersdorf ist neuerdings wieder *Actinocamax subventricosus* Wahlb. mehrfach im Anstehenden gefunden. Ältere

Schichten als Quadraten-Kreide sind nicht bekannt. — Es folgt dann eine Polemik gegen MOBERG über die Varietäten des *Actinocamax quadratus* und über das Verhältniss dieser Art zu *A. westfalicus*. *A.* cf. *granulatus* ist, wie schon SCHLÜTER angab, einer Zone eigen, die zwischen Emscher und Quadraten-Kreide liegt, und wahrscheinlich entspricht der hierdurch gegebenen Reihenfolge auch das genetische Verhältniss. Für die mittlere Form zieht Verf. den Namen *A. granulatus* BLAINV. emend. SCHLÜTER vor. *A. verus* ist in Deutschland nie unter dem oberen Emscher und nie über den Schichten mit *Inoceramus lingua* vorgekommen. Verf. verbreitet sich weiterhin über die Gliederung der schwedischen Kreide, über das Verhältniss von *Actinocamax mamillatus* zu *A. quadratus*, über das Zusammenvorkommen von letzterer Art mit *Belemnitella mucronata*, über die Kreide von Bornholm und schliesslich über das Vorkommen von *Micraster* in der Quadraten-Kreide von Lägersdorf, und hält es bei diesen Formen für nothwendig, die 5 von ihm beschriebenen Formen: *M. glyphus* COTT., *M. gibbus* DES., *M. Haasi* STOLL., *M. Gottschei* ST. und *M. Schröderi* ST. mit besonderem Namen zu belegen, wenn auch alle Übergänge zwischen diesen vorhanden sind. **Holzapfel.**

E. Stolley: Zur Gliederung des Senon am Harzrande. (Archiv f. Anthropologie u. Geologie Schleswig-Holsteins. **3**. 1898.)

Enthält eine mehr persönliche als sachliche Polemik gegen G. MÜLLER, welche neue thatsächliche Beobachtungen kaum bringt. Es wäre höchlichst zu bedauern, wenn ein Ton, wie er in der vorstehend genannten Arbeit angeschlagen wird, noch weiter in der geologischen Literatur Eingang fände.

Holzapfel.

Tertiärformation.

M. Blanckenhorn: Zwei isolirte Tertiärvorkommen im Röth auf Blatt Wilhelmshöhe bei Cassel. (Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. f. 1897. 103.)

Westlich von Schloss Wilhelmsthal bei Cassel tritt im Röth ein Basaltgang auf, welcher stellenweise von Basalttuff begleitet wird und einen Klumpen von marinem Oberoligocän einschloss. Ferner befindet sich westlich von Fürstenwald unterhalb der Strasse Zinnenberg—Ehrsten in einer Grabenversenkung von Tertiär im Röth eine Sandgrube, in welcher die fossilarmen Sande deutliche Spalten erkennen lassen, und zwei Basaltgänge, welche sich unter einem stumpfen Winkel treffen würden. Das Ganze ist von Abhangsschutt des Röth und Diluvium bedeckt.

von Koenen.

Ch. Depéret: Sur les gisements de Vertébrés Aquitaniens des mines d'asphalte de Pyrimont (Savoie). (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. **127**. 1898. 787.)

Bei Pyrimont an der Rhône liegt auf dem mit Asphalt imprägnirten Urgonien discordant das Aquitanien, mächtige Conglomerate, dann grünliche, thonige Sande mit *Pecten praescabriusculus* mit *Tapirus helveticus, Hyotherium Meissneri* und *Rhinoceros minutus.* Bei dem Einbruch der Conglomerate in die Asphaltgrube ist jetzt ein fast vollständiges Skelet von *Rhinoceros (Diceratherium)* cf. *pleuroceros* Duvernoy gefunden worden. Eine Liste der von dort bis jetzt bekannten Wirbelthiere folgt.

von Koenen.

G. Vasseur: Sur la découverte de fossiles dans les assises, qui constituent en Provence la formation dite étage de Vitrolles, et sur la limite des terrains crétacés et tertiaires dans le bassin d'Aix (Bouches du Rhône). (Compt. rend. Acad. Sc. **127**. 1898. 890.)

In den Thonen und Sandsteinen mit Kalk- und Conglomeratbänken, welche als Étage de Vitrolles bezeichnet werden und zwischen den Süsswasserkalken der Kreide (von Rognac) und den Eocän-Kalken mit *Physa prisca* Noulet liegen, waren Fossilien nicht bekannt. Verf. hat im unteren Theile dieser Schichten Schalen von *Bauxia* und *Unio* gefunden, so dass der untere Theil zur Kreide gehört, im oberen Theile dagegen kleine *Physa montensis*, darüber *Physa gigantea* Mich. und zu oberst zahlreiche Landschnecken, welche als *Palaeostrophia* n. gen. beschrieben werden sollen. Diese Schichten entsprechen also dem Montien und dem oberen Garumnien und der Zone des *Micraster tercensis*, die Kalke mit *Physa prisca* dagegen den Thonen, Sandsteinen und Conglomeraten und dem Thanétien.

von Koenen.

Douvillé: Sur l'âge des couches traversées par le canal de Panama. (Compt. rend. des séances d. l. soc. géol. de France. 1898. No. 18. 127.)

Schon 1891 (Compt. rend. Acad. Sc.) hatte Douvillé 4 Gruppen unterschieden: 1. die von Monkey-Hill, Mindi (*Clypeaster*) und Gatun *(Turritella tornata)*, das Miocän der Antillen; 2. Schichten mit *Orbitoides* und *Nummulites,* das Oligocän Nordamerikas; 3. die Molassen des Chagres nebst den Grobkalken von Emperador, welche einige Analogie mit 1 zu bieten scheinen; 4. Braunkohlenbildungen von Culebra und Lumachellen des Cerro Paraiso, welche wegen ihrer Gesteinsbeschaffenheit mit dem Unter-Eocän der Vereinigten Staaten in Beziehung gebracht wurden.

Zu gleichen Resultaten war Hill gelangt, während Dall die Schichten von Namos-Vamos mit denen von Claiborne identificirte, die Orbitoiden-Schichten zum Mittel-Eocän, die von Mindi zum Ober-Eocän und die von Monkey-Hill zum Oligocän stellte und neuerdings die für Miocän angesehenen Schichten der Antillen ebenso wie die von Bordeaux für Oligocän erklärte. Douvillé bemerkt hiergegen, dass am oberen Chagres *Pecten subpleuronectes* neben *Turritella tornata* und einem *Clypeaster* vorkämen, ebenso

wie bei Gatun, dass der *Pecten* sich auch in den Kalken von Emperador und den Lumachellen vom Cerro Paraiso fände, hier mit abgerollten Orbitoiden, so dass die Gruppen 3 und 4 jünger als 2 sind und der Gruppe 1 ganz oder zum Theil entsprächen und sicher miocän seien, während die Orbitoiden zur Gattung *Lepidocyclina* Gümbel gehörten, die aus Oligocän bekannt ist. Die Schichtenfolge entspricht somit ganz der des Mittelmeer-Beckens. **von Koenen.**

Joh. Böhm: Fossilien von den Salvagens-Inseln. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1898. 33.)

Aus Tuffen der Salvagens-Inseln hatte schon Cotter *Nerita connectens* Font., *N.* aff. *gallo-provincialis* Math., *N. Plutonis?* Bast. und *Lucina Bellardiana* Mayer angeführt. *Ormastralium* aff. *carinatum* Bors. var. *prohenica, Oxystele* aff. *Amedei* Brong. var. *magnoelata, Nerita Martiniana* Math., *N. salvagensis* n. sp., *N. connectens* Font., *Rissoa* sp., *Cabralia Schmitzi* nov. gen. et sp.; die neuen Arten, sowie *N. Martiniana* werden auch in Textfiguren abgebildet. **von Koenen.**

Quartärformation.

E. Koken: Gletscherspuren im Bereich der schwäbischen Alb. (Ber. üb. d. Vers. d. Oberrh. geol. Ver. 31. Vers. Tuttlingen. 1898. 36—42.)

Vor längerer Zeit beobachteten O. Fraas und Deffner an der Umrandung des Rieskessels sehr eigenthümliche Verhältnisse, die sie nur durch die Annahme einer Vergletscherung erklären zu können glaubten. Die darauf bezüglichen Publicationen der beiden Forscher haben bisher wenig Beachtung gefunden. Verf. hat nun das hochinteressante Problem von Neuem untersucht und dabei die Beobachtungen und Folgerungen seiner Vorgänger in allen Punkten bestätigt gefunden.

Bei Nördlingen enthielten Spalten im Süsswasserkalk eine Steppenfauna, in der *Spermophilus, Arvicola* und *Sorex* bestimmt wurden. Beim Anstieg von Bopfingen gegen den Ipf fand sich auf braunem Jura umgearbeiteter *Impressa*-Thon mit gekritzten Geschieben von Weiss-Jura β. Am Buchberg, wo Deffner seiner Zeit geschrammten anstehenden weissen Jura β beobachtete, wurde ebenfalls gekneteter *Impressa*-Thon mit zahlreichen gekritzten Geschieben beobachtet. Am Lauchheimer Tunnel ist weisser Jura β überall an der Oberfläche geschrammt, darüber liegen geschiebeführende Thone mit echter Moränenstructur, deren unterste Schichten stark sandig sind. Die sandigen Schichten unter und über der Moräne sind miteinander und den sogen. Goldshöfer Sanden ident und als fluvioglaciale Gebilde zu deuten. Die Sande im Liegenden der Moräne gingen der Eisüberdeckung naturgemäss voraus und wurden beim Vorrücken des Gletschers in die Grundmoräne aufgenommen. Auch am Buchberg

konnte Verf. später die geschliffene Oberfläche des weissen Jura β nachweisen; die Schrammen verlaufen von O. nach W. mit einem Strich nach S. In der Nachbarschaft des Rieskessels konnten also sämmtliche Glacialphänomene beobachtet werden. Verf. nimmt an, dass das Ries als Accumulator für die Eisströme diente, die ihm von den höher gelegenen Theilen seiner Umrandung zuflossen. Nachdem der Kessel gefüllt war, strömte das Eis über Theile der Umrandung und dabei konnte es sich ereignen, dass das Eis auch einen Abhang hinaufströmte, wie das Drygalski auch in Grönland beobachtet hat. **E. Philippi.**

P. Sabban: Die Dünen der südwestlichen Heide Mecklenburgs und über die mineralogische Zusammensetzung diluvialer und alluvialer Sande. (Mitth. d. Grossh. Meckl. geol. Landesanst. 8. 1897. 4°. 52 p. 4 Taf.)

Das etwa 1800 qkm grosse Gebiet der südwestlichen Heide Mecklenburgs ist reich an Dünenbildungen; die Heide besteht aus zwei verschiedenartigen Gebieten, den durch Flugsand überwehten diluvialen Bodenanschwellungen und den weiten Thalsandgebilden. Speciell werden nun die einzelnen, sich mehr oder weniger scharf abhebenden Dünengebiete beschrieben, und zwar: die Löcknitzdünen und Dünen des Priemer Waldes, die Dünen bei Kaliss, Liepe, Malliss, Raddenfort, Heidhof und Woosmer, Wendisch-Wehningen, zwischen Rögnitz und Sude, auf dem dortigen Diluvialplateau, isolirte Partien, Eldedünen, die zwischen der Krainke und Rögnitz, zwischen Besitz und Gothmann.

Im Allgemeinen sind bei den Dünen, deren ursprüngliches Profil bewahrt ist, die Luvseiten nach SW., resp. WSW. gerichtet, die typischen Dünenketten und -Wälle verlaufen entweder in sw.—nö. oder in nw.—sö. Richtung; zur Zeit ihrer Bildung herrschten die südwestlichen Winde vor. Die Dünen sind vorzüglich an den Rändern der alten Flussläufe zur Entwickelung gelangt und sind im Allgemeinen zu den „Flussdünen“ zu rechnen. Die beschränkte Ausdehnung und Localisirung der Dünen hängt mit der Entwickelung der alten Stromläufe aus der Thalsandebene zusammen, so dass die Begleiter der Flussläufe jünger sind als die der Thalsandebene; jüngsten Alters sind die Anwehungen an die Thalgehänge und die Plateauüberwehungen. Dass die Dünen trotz der scheinbar zu ihrer Bildung günstigen Verhältnisse nur verhältnissmässig geringe Flächen einnehmen, hat seinen Grund in den für reich um sich greifende Vegetation günstigen klimatischen Verhältnissen. Im Innern sind die Dünen immer feucht. Auf eine eigenthümliche Bildung von Sandröhren in Wasser, die die Entstehung der Sylter sogen. Blitzröhren erklärt, wird aufmerksam gemacht. Schichtung, z. Th. mit discordanter Parallelstructur, und Humuszwischenschichten werden auch besprochen.

Im zweiten Theil wird eine grosse Anzahl diluvialer und alluvialer Sande untersucht nach der Methode von Schröder van der Kolk unter Berücksichtigung der Korngrösse (in Sieben getrennt) und des specifischen

Gewichtes (durch Bromoform bestimmt) ihrer Gemengtheile. Die Einzeluntersuchungen sind in Tabellen zusammengefasst. Es ergab sich daraus eine Beziehung zwischen Korngrösse und Mineralbestand der einzelnen Sandconstituenten: bei Abnahme der Grösse nimmt der Gehalt an „schweren Mineralien" (spec. Gew. über 2,88), sowie an Quarz zu; bisweilen tritt Anreicherung der schweren Mineralien auf Kosten des Quarzes ein. Die Dünensande der südwestlichen Heide sind ausgezeichnet durch das gänzliche Fehlen von Kalksteinen; zum grössten Theil bestehen sie aus Quarzkörnern, die mehr oder weniger mit Eisenoxyd oberflächlich behaftet sind (daher die gelbliche Farbe des Flugsandes), und rund 90 % ausmachen; der Rest besteht aus schweren Mineralien (Granat, Disthen, Magnetit, Epidot, Olivin, Hornblende, Augit), aus Muscovitblättchen, Plagioklasen, Orthoklas und Mikroklin; gemengte Körner sehr selten.

Auch die Bildung des Ortsteins wird noch gestreift.

Die angewandte Methode liefert genauere Resultate als die Schöne'sche Schlämmmethode.

Der Schrift ist eine geognostische Übersichtskarte des Gebietes, vier Dünenphotographien und eine Specialkarte von Wendisch-Wehningen beigegeben. **E. Geinitz.**

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Jahr/Year: 1899

Band/Volume: 1899_2

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Diverse Berichte 1225-1309