Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft in die erzgebirgische Provinz Sachsens und in das Böhmische Mittelgebirge im August 1908. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **61**. -81—117-. 1909.)

1. **H. Credner**: Exkursion in einige besonders interessante Teile des Sächsischen Granulitgebirges und seines Vorlandes. (Ibid. -81—89-.)

2. **R. Beck**: Bericht über die Exkursion in das östliche Erzgebirge. (Ibid. -94—98-. 3 Fig.)

3. **J. E. Hibsch**: Bericht über die Exkursion in das Böhmische Mittelgebirge. (Ibid. -98—117-. 1 Taf. 9 Fig.)

Obwohl die Berichte über die Exkursionen naturgemäß nichts Neues enthalten, soll hier wegen der von den besten Kennern der Gebiete ausgearbeiteten Reisepläne und für drei auch wegen der sehr bequemen Zusammenstellung wichtiger Profile auf die erstatteten Berichte aufmerksam gemacht werden. **Milch.**

G. Fliegel: Ein geologisches Profil durch das Rheinische Schiefergebirge. Aus natürlichem Gestein errichtet und erläutert durch G. Fliegel. (18 p. 1 Tab. 1 Taf. Köln 1909.)

—: Ein aus natürlichem Gestein errichtetes geologisches Profil durch das Rheinische Schiefergebirge. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **61**. -174—181-. 1909.)

Das vom Verf. im Städtischen Museum für Handel und Industrie in Köln errichtete Profil durch das Rheinische Schiefergebirge führt, in der südlichsten Rheinprovinz beginnend, durch das Steinkohlengebirge an der Saar in nördlicher Richtung durch den Hunsrück, über Gerolstein durch die Eifel nach Mechernich, durch die Niederrheinische Bucht und das Niederrheinische Tiefland nach Wesel am Rhein; um die wichtigen Lager-

stätten nutzbarer Mineralien möglichst vielseitig zur Anschauung zu bringen, beginnt es rechtsrheinisch wieder am Ostrand der Niederrheinischen Bucht von neuem an der Sieg und führt nach Norden durch das Bergische Land und das Sauerland in das Steinkohlengebirge an der Ruhr. Die geologische Mauer hat eine Länge von 18,60 m und nimmt über 30 qm Fläche ein; zum Aufbau wurden 165 verschiedene Gesteine verwendet. Das Längenverhältnis zwischen Mauer und Profillinie ist ungefähr 1 : 22 000; dies gilt nicht für die einzelnen Formationen, von denen einige, um die geologischen Erscheinungen deutlicher hervortreten zu lassen, horizontal und vertikal einen größeren Raum einnehmen, als ihnen eigentlich zukommt, andere wieder mit Rücksicht auf den Raum unter Vermeidung unnötiger Wiederholungen in ihrer Ausdehnung beschränkt wurden. Hierdurch wurden die unvermeidlichen Überhöhungen einzelner geologischer Bildungen durch die Auslassung einzelner sich wiederholender Schichtreihen so weit ausgeglichen, daß die Grundzüge der Tektonik, abgesehen von dem zu steilen Einfallen der großen Überschiebungen, in einer der Wirklichkeit nahekommenden Weise zum Ausdruck gelangen. **Milch.**

Physikalische Geologie.

J. H. L. Vogt: Über die schräge Senkung und die spätere schräge Hebung des Landes im nördlichen Norwegen. (Norsk geol. Tidsskrift. Kristiania 1907. 1. 47 p.)

Es wird zunächst die Strandebene der Lofoten ausführlich besprochen, wo sie sehr charakteristisch entwickelt ist. Sie findet sich sowohl an der äußeren, gegen das Eismeer gerichteten, als an der inneren, gegen das Festland gerichteten Seite, aber sie ist im allgemeinen an jener etwas breiter als an der inneren. Die Ursache hierfür ist wohl darin zu suchen, daß der Wellenschlag an der Außenseite zur Zeit der Ausbildung der Strandebene kräftiger war. Häufig ragen mitten innerhalb der Strandebene isolierte, aus härterem Gestein bestehende Monadnock-Berge [Dieser Terminus wird sonst nur für die Restberge bei subaeriler Einebnung, nicht bei Abrasion verwendet. Ref.] auf, wie z. B. der Hoven (371 m) auf der Strandebene von Gimsö. Die obere Grenze der Strandebene liegt überall in fast genau derselben Höhe, der Knickpunkt zwischen ihr und den dahinter gelegenen steilen Bergen bei ca. 30 m. Längs der Festlandküste ist die Strandebene mit 40—50 km nicht unwesentlich breiter als an den Lofoten mit nur 8—15 km, eine Tatsache, die auf die Gesteinsverschiedenheit zurückgeführt wird; denn in Norwegen ist die Küste vorwiegend aus Glimmerschiefern, Gneisen und Kalken aufgebaut, während auf der Inselgruppe nur relativ harte Granite und Gabbro-Monzonit-Gesteine vorkommen, auf deren Vorkommen überhaupt die Erhaltung der Inseln beruht. Es wird dann die Strandebene im nördlichen Norwegen eingehend beschrieben, auch eine Isobasenkarte für das Gebiet gegeben, und gezeigt, daß wie im

Südosten Norwegens (Brögger) auch im Norden zuerst eine Senkung und darauf eine Hebung erfolgte, die aber nicht gleichmäßig vor sich gingen, sondern von Winkelbewegungen begleitet waren. A. Rühl.

G. von dem Borne: Die physikalischen Grundlagen der tektonischen Theorien. (Beitr. z. Geophysik. 1908. 9. 378—403.)

Die Schrumpfungshypothese ist mit manchen Erscheinungen, wie dem alpinen Deckenbau oder den asiatischen Zerrungsbögen, kaum in Einklang zu bringen; Verf. sieht in seiner gedankenreichen Arbeit, die sich jedoch nicht kurz wiedergeben läßt, als die Ursache der gebirgsbildenden Vorgänge das Vorhandensein örtlicher Variationen des Volumenganges an. Es wird zunächst der Wärmehaushalt des Erdinnern untersucht und gezeigt, daß der geothermische Wärmestrom nicht nur durch die Temperatur des Erdinnern bestimmt ist, sondern daß auch radioaktive Vorgänge hierbei eine bedeutende Rolle spielen können. Da man diesen Faktor aber heute noch nicht zu schätzen vermag, so kann man auch nicht sagen, ob die Erde sich abkühlt oder nicht. Daran schließt sich eine kurze Betrachtung der Volumenänderungen der Erde, die durch die Temperatur und den Druck bestimmt werden, aber auch hier ist man von einer ausreichenden Kenntnis der Beziehungen noch weit entfernt; es kommt weniger auf die absoluten Volumenänderungen an als auf die räumlichen und zeitlichen Variationen. In dem dritten Teil der Arbeit wird das Wesen der tektonischen Arbeit behandelt, wobei zwischen äußerer, gegen die Schwere und innerer, gegen den inneren Zusammenhalt der Massen geleisteter Arbeit unterschieden wird. A. Rühl.

A. Tornquist: Die Annahme der submarinen Erhebung des Alpenzuges und über Versuche, Vorstellungen über submarine Gebirgsbewegung zu erlangen. (Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Berlin. 1909. 87—104.)

Man hat in letzter Zeit gewisse eigenartige Verhältnisse bei der Ablagerung der Sedimentgesteine dadurch zu erklären gesucht, daß man die Vorgänge auf den Boden des Meeres und nicht auf das Land verlegt hat; so wird z. B. das Fehlen bestimmter Horizonte des Jura in England und Deutschland von Pompecky und v. Koenen auf das Vorhandensein einer Meeresströmung zurückgeführt, die in jener Zeit den Meeresboden abfegte [wie es nach den Untersuchungen von Verrill heute in der Florida-Straße der Fall ist. Ref.]. Tornquist möchte nun auf dieselbe Weise auch bestimmte tektonische Vorgänge dem Verständnis näher bringen. Die merkwürdigen horizontal verlaufenden Wülste, welche die sandige Meeresmolasse vielfach aufweist, sind seiner Meinung nach entstanden, als diese Schichten in noch weichem Zustande aufgerichtet wurden; die Aufrichtung geschah durch „subaquaren“ Schichtenschub, ein vom Verf. neu gebildeter, bisher vermißter Terminus. In ähnlicher Art soll auch der

Flysch subaquar gefaltet sein, denn es handelt sich bei ihm um Sedimente der Tiefsee, die aber dennoch wegen der geringen Abrollung ihrer Bestandteile keinen größeren Transport erlitten haben können; bei submariner Zertrümmerung und Wiederablagerung kann eine beträchtliche Abrollung kaum stattfinden. Da sich der Flysch nicht nur am Rande der Alpen, sondern auch in den Kalkalpen, und zwar in normaler Überlagerung auf den Decken findet, so ergibt sich, daß ausgedehnte Teile dieses Gebirges ihre Aufrichtung erfuhren, als soeben noch Flyschsedimente auf ihnen abgelagert wurden, d. h. die erste Aufrichtung ist hier subaquar erfolgt. Eine dem Flysch analoge Bildung aus früheren Formationen stellt die untercarbone Grauwacke dar, die ebenfalls als Tiefseegrus von Trümmern submariner Gebirgserhebungen aufgefaßt wird. Um nun zu klareren Vorstellungen über die subaquaren Gebirgsbewegungen zu kommen, hat Tornquist eine Reihe sehr mühsamer Versuche angestellt, und zwar berichtet er zunächst über Experimente, die das Eindringen fester Körper in Sedimente veranschaulichen sollen. Zu diesem Zweck hat er einen Apparat konstruiert, der ausführlich beschrieben und auch abgebildet wird, und der im wesentlichen aus einem mit Sediment — in diesem Falle Sand — gefüllten Zylinder besteht, durch den Sinkkörper in Form von Kegeln, Scheiben und Stangen hindurchgezogen werden können. Es zeigte sich, daß der Sand beim Sedimentieren nur eine sehr lockere, dem Triebsand zu vergleichende Packung erhielt, daß er jedoch durch Schläge gegen den Zylinder leicht in einen fest sedimentierten Zustand gebracht werden konnte. Beim Eindringen der Körper in die Sedimente fand bei einem bestimmten Gewicht und bei einer bestimmten Tiefe ein selbständiges Durchsinken, das durch Erschütterungen, wie es in der Natur die Seebeben darstellen können, noch befördert wird, statt, während zunächst eine Steigerung der Gewichte notwendig ist. Im einzelnen muß auf die Arbeit selbst verwiesen werden. Die Ergebnisse der Experimente mit losem Sand finden Anwendung bei der Erklärung der exotischen Blöcke im Flysch, die unter der Annahme, daß dieser noch unverfestigt war, nachträglich aus höheren Partien nachgesunken sein können. **A. Rühl.**

R. Michael: Die Temperaturmessungen in dem Tiefbohrloch Czuchow in Oberschlesien. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **61**. -410—414-. 1909.)

Temperaturmessungen in dem gegenwärtig tiefsten Bohrloch der Welt, der fiskalischen bei Czuchow in der Nähe von Czerwionka in Oberschlesien bis zu einer Tiefe von 2239,72 m niedergebrachten Bohrung ergaben eine mit früheren Messungen (namentlich mit den in dem bisher tiefsten Bohrloch Paruschowitz V angestellten) gut übereinstimmende geothermische Tiefenstufe von 31,8 m. Die Messungen mußten aus bohrtechnischen Gründen im verrohrten Gebirge erfolgen, auch war es unmöglich, die bis 40 m unter Tage reichende Wassersäule zu beseitigen, doch fällt nach Ansicht des Verf.'s die hierdurch verursachte Beeinflussung

der Temperaturen weniger in das Gewicht, weil die gleichen Fehler allen hier vorgenommenen Messungen anhaften und der Einfluß der Wasserbewegung im Bohrloch bei dem geringen Raume zwischen Gestänge und Rohrtour nur von geringer Bedeutung sein konnte. Die Temperatur wurde auf 74 Stationen festgestellt und jedesmal mehrere Thermometer für jede Station benützt; jede Station wurde zweimal bestimmt; die Ergebnisse waren beim Verbleiben der Thermometer während 9 Stunden und während 83 Stunden im Bohrloch gleich.

Die tiefste Station bei 2221,00 m ergab 83,4°, für die Tabelle selbst muß auf das Original verwiesen werden (p. 413); als allgemeines Ergebnis führt Verf. an, daß sich gewisse Schwankungen in der Temperaturreihe zeigen — so wurde z. B. bestimmt:

Teufe	Temperatur
1625,20 m	72,8°
1656,17	71,7
1686,94	74,3
1717,88	71,6
1753,59	76,5
1784,23	74,0
⋮	⋮
1903,23	79,6
1933,92	74,4 —

und daß Steigerungen besonders dort eintreten, wo die Bohrung eine größere Anzahl von Kohlenbänken oder ein mächtigeres Flöz nachgewiesen hat. Für künftige Messungen empfiehlt er die ausschließliche Anwendung von Maximumthermometern. **Milch.**

A. Lacroix: Sur la récente éruption de l'Etna. (Compt. rend. **146**. 1071—1076. 1908.)

Seit der letzten Eruption des Ätna (1892) sind 16 Jahre verflossen, also 2½mal so viel Zeit als das gewöhnliche Eruptionsintervall nach der von Riccò für die letzten 150 Jahre gegebenen Statistik beträgt. Die gesteigerte Tätigkeit seit 1906 konnte eine baldige Eruption voraussehen lassen; dieselbe war jedoch unbedeutend und von kurzer Dauer. Die Zukunft wird zeigen, ob dieser Ausbruch einen vereinzelten Vorgang in der Geschichte des Vulkans darstellt oder ob er vielmehr einen neuen Zyklus der vulkanischen Tätigkeit inauguriert, wie dies beim Ätna schon so oft geschah. Die letzten Eruptionen von 1883, 1886 und 1892 vollzogen sich längs einer und derselben Nord-Süd verlaufenden Spalte; die neue Eruption erfolgte auf einer südwestlich gerichteten Spalte der Südostflanke des Ätna, auf dem Grunde des Val del Bove, ein wenig unterhalb der Ausbruchstelle von 1819.

Zunächst zeigten die Seismometer des Observatoriums zu Catania geringe Bodenbewegungen an, die sich eine Stunde lang

immer mehr verstärkten, bis zu dem Moment, wo die Eruptionsspalte aufriß. In jener Zwischenzeit wurden von dem Zentralkrater schwarze Wolken ausgestoßen. Hernach erfolgten Auswürfe und Ergüsse aus der neuen Öffnung. Schon am nächsten Tage kamen die Ausbrucherscheinungen zum Stillstand und gleichzeitig setzten die Erdbewegungen wieder ein, die bis heute andauern. Die Eruptionsspalte zieht sich von der Serra Giannicola picola bis zur Serra Giannicola grande hin; ihre Länge übersteigt 1 km und ihre Höhe am nördlichen Ende 2500 m; die Lava ergoß sich am Südende. Die petrographische Natur der Lava scheint derjenigen der letzten Eruption gleich zu sein.

An einem steilen Abhang bildete ein Lavastrom Kaskaden und schnitt sich weiter unten, wo der Böschungswinkel geringer ist, erodierend wie ein Wasserstrom in den lockeren Boden ein. Fumarolen sind sehr spärlich und nur in nächster Nähe der Spalte vorhanden, wo sie $NaCl$ und NH_4Cl absetzen. Die Schneedecke ist nur bis wenige Meter vom Lavastrom entfernt geschmolzen und bildet längs demselben eine steile Wand. Lacroix will nunmehr den Zentralkegel besteigen und feststellen, ob etwa ein Teil der lockeren Auswurfsmassen von dem Zentralkrater herrührt.

Johnsen.

A. Lacroix: Nouvelles observations sur l'Etna. (Compt. rend. **146**. 1134—1137. 1908.)

Lacroix hat die angekündigte Besteigung des Etna-Zentralkegels ausgeführt und dort vulkanische Wolken vom Pelé-Typus beobachtet. Seit dem 29. April 1908 hatte der Zentralkrater nur ganz schwache Dampfwolken ausgestoßen; am 20. Mai aber erfolgte eine heftige Explosion, bei der sich eine hohe, mit Asche schwer beladene Dampfsäule bildete; kurz darauf gelangte Verf. in die Nähe des Zentralkraters und sah, wie ohne Unterbrechung eine Wolke nach der anderen hervordrang, sich kaum 200 m über den Endkegel erhob und sich dann die Hänge abwärts bewegte, wobei sich die Wolken mehr horizontal als vertikal ausdehnten; bald blieben sie auf ihrer Wanderung (nur 4—5 m pro Sekunde) einige Meter über dem Erdboden gleichsam wie aufgehängt schweben, bald wälzten sie sich von Anfang an über den Boden hin. Aus einer Entfernung von einigen hundert Metern sahen ihre Konturen sehr scharf aus, in unmittelbarer Nähe aber sah man ihre Vermischung mit der umgebenden Luft; an ihrer Grenze waren sie kalt und geruchlos, offenbar nur Wasserdampf und feinster vulkanischer Staub. Durch tiefere Temperatur, langsamere Fortbewegung und größere Durchsichtigkeit unterschieden sie sich von den Wolken des Mt. Pelé.

Am Südosthang, zwischen der 1908 aufgerissenen Spalte und dem Terminalkegel des Zentralkraters beobachtete Verf. ein ganzes Bruch-

feld von Spalten, die der neuen Hauptspalte annähernd parallel verlaufen und sich z. T. bis über den Zentralkrater fortsetzen.

Jene glasigen Schlacken, welche an der Öffnung vom 29. April gefunden wurden, waren am Hauptkrater nicht vorhanden, rühren also nur von jener neuen Öffnung her. **Johnsen.**

Petrographie.

O. H. Erdmannsdörffer: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. 5. Über andalusitführende Granite und Porphyroide vom Ostrande des Brockenmassivs. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **29**. 194—205. Berlin 1908.) [Vergl. dies. Jahrb. 1910. I. -76-.]

Bisher als Faziesbildungen des Brockengranits aufgefaßte Gesteine von der Wormkebrücke bei Schierke und aus dem Quellgebiet des Steinbachs bei Hohne (dem sogen. Hufeisenhäu) von teils felsitischem und gefleckt aplitischem, teils gneisähnlichem Aussehen sind auf Grund des geologischen und petrographischen Verhaltens als hochgradig kontaktmetamorph veränderte Porphyroide zu betrachten. Hierfür spricht das geologische Auftreten: die Gesteine grenzen nicht an die aplitischen Randgesteine des östlichen Brockenmassivs, sondern erweisen sich im Wormketal durch eine 150 m breite Zone von Tonschieferhornfels von ihnen getrennt und als Lager den zu den Wissenbacher Schiefern zu rechnenden Tonschieferhornfelsen konkordant eingeschaltet; im Steinbruch an der Wormkebrücke durchsetzt ein Granitgang die andalusitführende gneisartige Varietät.

Petrographisch unterscheiden sich die fraglichen Gesteine von den feinkörnigen Randgraniten des Brockens wie überhaupt von Eruptivbildungen durch die regellose, bald runde, bald eckige Gestalt ihrer „Einsprenglinge" (Kalifeldspat und Quarz), das Auftreten des auf die Grundmasse beschränkten Andalusits in skelettförmigen Gebilden, die alle anderen Gemengteile umschließen und sich mit ihnen zwischen den Einsprenglingen hindurchwinden, ferner durch die auch bei den anderen Komponenten zum Ausdruck gelangende Kontaktstruktur, speziell die siebartige Durchlöcherung der Glimmerminerale, und durch die typische Pflasterstruktur der Quarz-Feldspat-Grundmasse.

Auch chemisch unterscheiden sich die Gesteine, wie die Analysen zeigen, von der aplitischen Randfazies des Brockengranits durch schwankende, aber stets beträchtliche Übersättigung an Al^2O^3; der Kieselsäurekoeffizient k ist gleichzeitig auffallend hoch: in ihrem ganzen chemischen Verhalten stehen sie den von Johnsen beschriebenen Harzer Porphyroiden (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIV. p. 1 ff.) sehr nahe, auf die auch der geologische und strukturelle Befund hinweist.

	I.	II.	III.	IV.
SiO^2	82,59	70,79	74,53	76,75
TiO^2	—	0,38	Sp.	—
Al^2O^3	9,81	16,49	13,52	12,42
Fe^2O^3	0,10	0,54	—	0,43
FeO	0,42	1,30	2,58	0,87
MgO	0,20	1,79	0,73	Sp.
CaO	0,17	0,44	0,50	0,45
Na^2O	0,49	1,10	1,27	2,52
K^2O	5,86	4,71	5,75	5,81
H^2O	0,23	2,12	1,00	0,39
SO^3	0,05	0,15	0,18	0,12
P^2O^5	0,13	0,16	0,10	Sp.
CO^2	0,05	—	—	—
Organ. Substanz .	0,07	—	—	—
Sa.	100,17	99,97	100,16	99,76
Spez. Gew. . . .	2,641	2,681	2,656	2,615
Anal.:	Pufahl	Hampe	Klüss	Klüss

I. Porphyroid vom quarzitischen Typus, Wormketal (Al^2O^3-Überschuß 1,48, k = 2,99).

II. Porphyroid, andalusitreich, Hufeisenhäu (Al^2O^3-Überschuß 5,77, k = 2,06).

III. Porphyroid, andalusitführend, Hufeisenhäu (Al^2O^3-Überschuß 2,76, k = 2,05).

IV. Aplitischer Randgranit, Hufeisenhäu (Al^2O^3-Überschuß 0,75, k = 1,96). **Milch.**

O. H. Erdmannsdörffer: Der Eckergneis im Harz. Ein Beitrag zur Kenntnis der Kontaktmetamorphose und der Entstehungsweise kristalliner Schiefer. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **30**. 324—387. 2 Taf. Berlin 1909.)

Ein Vergleich des normalen Kontakthofes des Brockenmassivs mit den als „Eckergneis" bezeichneten, zwischen dem Harzburger Gabbro und dem Granitmassiv des Brocken liegenden Gebilden, die schon K. A. Lossen als stark metamorphosierte paläozoische Sedimentformation erkannt hatte, gestattet die Feststellung sehr interessanter Beziehungen zu kristallinen Schiefern.

Über die Lagerungsverhältnisse des Eckergneises werden im Anschluß an frühere Berichte einige Mitteilungen gemacht: der Eckergneis liegt z. T. genau in der streichenden Fortsetzung des großen Bruchberg-Acker-Silurzuges, seine Schichten fallen im Eckertal deutlich gegen den Gabbro ein, doch wird die Lagerung weiter talauf flacher und geht schließlich in eine fast völlig horizontale über, die bis an die Südgrenze anhält. Der die Höhen östlich vom Eckertal einnehmende Granit lagert an einer söhligen Kontaktfläche über den horizontalen Eckergneis-

schichten. Granit- und Gabbrogänge durchsetzen in großer Zahl quer die Schieferungsebene des Eckergneises, dessen Parallelstruktur zur Zeit des Durchbrechens der Eruptivgesteine bereits vorhanden war; sehr wenig mächtige Vorkommnisse erweisen sich von der Texturebene des Eckergneises abhängig und sind dann teils als normale, teils als selbst Paralleltextur aufweisende Granitgänge der Schieferungsebene des Eckergneises eingeschaltet. Für seine Entstehung besitzen derartige Vorkommen ebensowenig irgendwelche Bedeutung wie die seltenen Fälle, in denen lokal eine völlige Auflösung des Eckergneises durch Granit stattgefunden hat. Derbe Quarzmassen in Form von Linsen und lagergangartigen Einlagerungen mit Übergängen in Pegmatit stehen gleichfalls mit dem Brockengranit in Zusammenhang, doch fehlen sie dem normalen Kontakthof.

Bezüglich der Deutung der in Eckergneis umgewandelten Sedimente schließt sich Verf. Lossen's Auffassung vom culmischen Alter der metamorphen Grauwacken und Tonschiefer an, hält aber gewisse grobkörnige Quarzite nicht wie Lossen für culmisch, sondern für metamorphe Bruchberg-Ackerquarzite silurischen Alters; nicht völlig einwandsfrei sind kalksilikatreiche Gesteine und gewisse Hornblendeplagioklasgesteine zu identifizieren.

Die Gesteine von typischem Eckergneishabitus herrschen in den südlichen Teilen; in den weiter nördlich gelegenen werden sie von grobkristallinen Gesteinen von kinzigitartigem Habitus und normalen Kontaktgesteinen begleitet.

Verf. bespricht zunächst die Gesteine des äußeren (normalen) Kontakthofes, die einfach zusammengesetzten silurischen Kontaktquarzite (neben Quarz scheckiger Kalifeldspat, seltener Plagioklas) und die silurischen Kontakttonschiefer (Quarz, Andalusit, Magnetit und spärlichen Muscovit, örtlich sehr reich an Turmalin), ferner die Cordierithornfelse der Culmtonschiefer (namentlich Quarz und Cordierit, ferner Biotit in Scheibchen und sehr dünn nach (001) gestreckten Blättchen, selten Bronzit, vereinzelt Oligoklas, echte Kontaktstruktur, pflasterartig, wo Quarz gegen Quarz stößt, verzahnt an der Berührung von Cordieritkörnchen und von Cordierit und Quarz, teils ohne Rest von Schichtung, teils diese durch Andeutung der verschiedenen Zusammensetzung der einzelnen Lagen oder durch einen Einfluß der Schichtebene auf die Entwicklung des neugebildeten Glimmers erkennen lassend (Anal. I—IV), sodann Hornfelse der Culmgrauwacken (aufgebaut aus Quarz und Feldspäten [meist Mikroperthit und Oligoklas] mit wechselnden Mengen von Biotit, Cordierit, Bronzit, Eisenerzen etc.) und einige Typen von Kalksilikathornfelsen. Als Ergebnis der Untersuchung der Strukturen dieser Hornfelse stellt Verf., wie es Becke bei den kristallinen Schiefern getan hat, auch hier kristalloblastische Reihen auf, über die er im Centralbl. f. Min. etc. 1909. 501 ff. berichtet hat. Maßgebend für die Kristallentwicklung der wesentlich gleichalterigen Neubildungen ist hier wie bei den kristallinen Schiefern die mehr oder weniger große Fähigkeit zur Entwicklung selbständiger kristallographischer Be-

grenzung gegen bestimmte andere Gemengteile; auch die Neigung, Flächen mit einfachen Indizes, wenn möglich solche maximaler Kohäsion, zu bevorzugen, findet sich bei den kontaktmetamorphen Gebilden wie bei den kristallinen Schiefern.

Unter den Eckergneisgesteinen unterscheiden sich die stets gröberkörnigen Quarzite des Silurs in Eckergneisfazies wesentlich durch Paralleltextur, die z. T. durch die Anordnung der zwischen den Quarzkörnern und der im Quarz eingeschlossenen Biotittäfelchen, besonders aber durch die Quarzkörner selbst hervorgebracht wird: die Körner sind in der texturellen Hauptrichtung mehr oder weniger verlängert und scheiben- oder plattenförmig abgeflacht (in rein morphologischem Sinne ohne jede genetische Nebenbedeutung) — das Verhältnis von Länge zu Höhe geht bis 5 : 1. Gleichzeitig tritt an Stelle der Pflasterstruktur eine ausgesprochen verzahnte Verknüpfung, kataklastische Erscheinungen fehlen gänzlich, ebenso in den durchaus einheitlichen Körnern jeder Gegensatz von ursprünglicher (sedimentogener) und neugebildeter (umkristallisierter) Substanz.

Das Vorkommen von silurischen Tonschiefern in Eckergneisfazies ist zweifelhaft.

Culmische Tonschiefer in Eckergneisfazies sind sehr verbreitet; sie stimmen mineralogisch und chemisch (Anal. V) durchaus mit den Cordierithornfelsen des äußeren Kontakthofes überein. Ein Teil der Gesteine ist charakterisiert durch den Parallelismus zwischen der durch den Aufbau aus mineralogisch verschieden zusammengesetzten Lagen hervorgebrachten Textur und der durch die Gestaltung der einzelnen Gemengteile gegebenen Richtung; dies gilt besonders für die cordieritreichen Lagen, bei denen die Gestalt der Cordierite und Quarze sowie die Anordnung der Biotite völlig der bei den Silurquarziten beschriebenen Struktur entspricht, während die cordieritarmen Lagen wesentlich aus isometrischen Körnern in Pflasterstruktur bestehen, zwischen denen die Biotite kreuz und quer liegen. Bei einem anderen Teil der Gesteine hingegen erscheinen die primär verschiedenen, nach der Metamorphosierung durch ihren Cordieritgehalt verschiedenen Lagen fein gefältet, während sich quer gegen diese eine andere annähernd geradlinig verlaufende Texturrichtung durch recht deutliche Lagen von Biotit zu erkennen gibt, mithin die Unabhängigkeit der sekundären Schieferungsebene von der ursprünglichen Schichtung beweist. Eine dritte Gruppe, Lossen's kinzigitähnlichen Cordieritgneise, unterscheiden sich von den typischen Eckergneisen durch Mangel einer deutlichen Paralleltextur, von den normalen Kontaktgesteinen durch ihr relativ grobes Korn; ihre chemische Zusammensetzung gibt Anal. VI.

Die Culmgrauwacken in Eckergneisfazies unterscheiden sich mineralogisch nicht von den entsprechenden Gesteinen des äußeren Kontakthofes; bemerkenswert ist nur das Auftreten von Myrmekit ohne regelmäßige Beziehungen zu Plagioklas. Strukturell macht sich wieder die Abflachung der Quarzkörner parallel der Texturebene und ihre Neigung

zu eckig-verzahntem Ineinandergreifen geltend; dabei fehlt jede Spur von kataklastischen Erscheinungen. Die Biotitzüge finden sich in flaseriger Anordnung. Gelegentlich tritt Granat in den Gesteinsverband, in dem qualitativ Al, Fe, viel Mn, Ca und Fehlen von Mg nachgewiesen wurde; er bildet Körner und Kristalle (110) und besitzt hohes idioblastisches Gestaltungsvermögen. Die chemische Zusammensetzung dieser Culmgrauwacken in Eckergneisfazies geben die Anal. VII—IX; Analysen entsprechender Gesteine aus dem äußeren Kontakt und von entsprechendem unveränderten Gestein liegen nicht vor.

Die Kalksilikatfelse im Eckergneis sind mineralogisch sehr mannigfaltig zusammengesetzt; neben Diopsid, oft mit sehr zahlreichen Glaseinschlüssen in ungewöhnlich schöner Entwicklung findet sich viel Prehnit, Bronzit, Feldspate (wobei Gesteine mit beträchtlichen Mengen Plagioklas häufiger sind als kalifeldspatführende), Epidot, Zoisit, Biotit, braune Hornblende, Magnetkies etc. Die Gruppierung dieser Komponenten zu Gesteinen wechselt in weiten Grenzen; neben fast nur aus Diopsid bestehenden finden sich andere mit zahlreichen Gemengteilen, neben gleichmäßig ausgebildeten solche mit ausgeprägter primärer Lagentextur und sehr großen Unterschieden in der Zusammensetzung der einzelnen Zonen. Für die einzelnen Gesteine muß auf das Original verwiesen werden; mineralogisch ist gegenüber den normalen Hornfelsen nur die größere Rolle der Hornblende hervorzuheben. Die für die normalen Hornfelse aufgestellte kristalloblastische Reihe (Centralbl. f. Min. etc. 1909. 502) gilt auch hier; strukturell ist wieder das gröbere Korn und die Anordnung der Gemengteile nach den Texturflächen sowie die Abflachung des Quarzes hervorzuheben. Anal. X gibt die chemische Zusammensetzung eines aus dunkleren diopsidreicheren und hellen, wesentlich aus Prehnit, Kalifeldspat, Diopsid und Epidot zusammengesetzten Lagen aufgebauten Gesteins.

In einer gewissen Beziehung zu den Kalksilikatfelsen stehen Hornblende-Plagioklasgesteine, aufgebaut aus Plagioklas (Ab^1An^1 und basischer), brauner Hornblende ($c:c = 15—16^0$) und Eisenerz, mit sehr deutlicher, durch Parallelstellung der Hornblendesäulchen hervorgerufener Paralleltextur; sie enthalten helle Lagen und Linsen von kalksilikathornfelsartigem Habitus, aufgebaut aus Diopsid, Plagioklas, Prehnit, auch Kalifeldspat und Granat. Die Gesteine stimmen mineralogisch und chemisch (Anal. XI, Anal. XII ist der zum Vergleich beigefügte Diabashornfels) gut mit Diabashornfels überein; möglicherweise liegt prägranitisch zersetzter und hierdurch carbonatreich gewordener Diabas dem metamorphen Gestein zugrunde, doch macht dann die ausgesprochene Schieferung Schwierigkeiten. Diabastuffe sind aus den stratigraphisch äquivalenten Schichten nicht bekannt.

Ein Vergleich der Eckergneise mit kristallinen Schiefern zeigt mineralogisch im allgemeinen gute Übereinstimmung mit der Zusammensetzung der Tiefenzone, doch fehlen in den Eckergneisen alle Minerale, die auf starke Druckwirkung schließen lassen: das Molekular-

gesetz hat hier keine Wirksamkeit. Die kristalloblastischen Reihen zeigen bei gewisser Übereinstimmung doch auch bemerkenswerte Unterschiede; so steht im Eckergneis der Granat in der Reihe tiefer, der Cordierit bedeutend höher als bei den kristallinen Schiefern. Strukturell und texturell sind für den Eckergneis die deutlichen Anklänge seiner Hornfelsstruktur an Kristallisationsschieferung hervorzuheben; aus dem ganzen Verhalten folgt, daß zur Erzeugung der Kristallisationsschieferung ein geringerer Druck erforderlich ist, als zur Verdichtung der Molekularvolumina.

Zur Erklärung der Entstehung dieser Gebilde lehnt Verf. zunächst die Annahme einer Superposition von Kontaktmetamorphose auf dynamometamorph gestreckte Gesteine wegen des Parallelismus aller, besonders auch der eingeschlossenen neugebildeten Gemengteile ab, ebenso eine Erklärung durch Injektion granitischen Materials, da derartige Vorgänge nur ganz untergeordnete Bedeutung haben und nichts auf Feldspatisation hinweist: die Grenzen zwischen Granit und Eckergneis sind scharf und der Feldspat der Kontaktgesteine läßt sich vielfach als sedimentogen und im Kontaktgestein nur molekular umgelagert nachweisen. Zur Erklärung geht Verf. von der Tatsache aus, daß im südlichen Eckergneisgebiet der Brockengranit an einer söhligen Grenze über dem ebenfalls söhlig gelagerten Eckergneis liegt; er hält es für wahrscheinlich, daß hier „der Granit in einen verhältnismäßig tiefgelegenen Schichtenkomplex drang, der noch nicht oder nur wenig von der Faltung ergriffen war, und daß der Druck der ihm auflastenden Magmamassen auch weiterhin seine Teilnahme an dem allgemeinen Faltungsvorgang verhinderte.

In diesem Druck könnte man zugleich auch die Ursache für die Schieferigkeit der Eckergneise vermuten“ (p. 384); die den Eckergneis ursprünglich überlagernde Gesteinssäule berechnet er auf rund 2000 m, der ein Druck von 540 kg auf den Quadratzentimeter entsprechen würde. Dieser Druck würde also genügen, um in einem unter den Bedingungen der Kontaktmetamorphose stehenden Gestein eine Art von Kristallisationsschieferung hervorzurufen, er genügt aber nicht zur Verdichtung der Molekularlagerung nach dem Becke'schen Gesetz und zur Herbeiführung einer druckschieferigen Paralleltextur, etwa protoklastischer Natur, im Granit selbst. Die zur Erklärung der relativ leichten Deformierbarkeit der Gesteine als notwendig angenommene intensive Durchtränkung mit magmatischen Agentien wird nicht nur auf den über dem Eckergneis liegenden Granit zurückgeführt, sondern es als wahrscheinlich bezeichnet, daß hierzu in der Tiefe gebliebene größere Magmenteile mitgewirkt haben.

„Die Bildungsweise des Eckergneises beruht also auf einer Kombination von Kontakt- und Belastungsmetamorphose“; doch wird ausdrücklich betont, „daß die eigentliche causa movens die Kontaktwirkung, d. h. also Wärme und Durchtränkung mit magmatischem Wasser ist, während dem Druck nur eine modifizierende Wirksamkeit zugeschrieben werden kann“ (p. 387).

Analysentabelle.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO^2	57,99	59,00	58,74	58,59	59,83	48,88
TiO^2	0,32	0,94	0,93	0,83	0,93	1,55
Al^2O^3	23,42	19,26	19,13	20,00	17,47	26,14
Fe^2O^3	0,49	1,11	1,04	0,66	4,09	2,88
FeO	5,06	6,25	6,48	5,24	3,93	5,77
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	1,20	3,01	2,91	2,09	3,70	2,28
CaO	1,65	0,61	0,73	0,70	0,49	0,99
Na^2O	1,32	1,89	1,96	2,18	1,08	1,12
K^2O	3,50	3,69	4,08	4,66	4,42	4,69
H^2O	3,39	4,25	3,32	4,08	3,80	4,11
P^2O^5	—	0,13	0,14	0,18	0,18	0,11
SO^3	0,17	(S) 0,13	0,62	Sp.	0,13	0,50
CO^2	1,12	—	—	0,99	—	—
Org. Substanz	0,74	0,38	0,56	0,43	—	—
Sa.	100,37	100,65 [1]	100,64	100,63 [2]	100,05	99,02 [3]
Spez. Gew.	—	2,760	2,753	2,709	2,831	2,8246

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
SiO^2	72,77	71,04	67,04	49,51	47,03	47,67
TiO^2	0,34	0,76	0,81	0,79	1,67	3,03
Al^2O^3	12,08	13,45	15,14	17,44	14,03	15,31
Fe^2O^3	1,67	1,37	1,12	0,95	1,93	5,02
FeO	1,97	3,53	4,96	5,89	12,64	8,15
MnO	—	Sp.	—	—	—	—
MgO	1,44	2,08	2,36	4,57	8,66	6,65
CaO	0,62	0,99	0,40	14,00	8,83	10,25
Na^2O	2,23	1,42	0,98	3,06	2,19	2,62
K^2O	4,73	3,40	3,80	1,33	0,65	Sp.
H^2O	1,60	2,39	3,28	1,15	1,86	1,80
P^2O^5	0,12	0,18	0,15	Sp.	0,79	0,31
SO^3	0,11	0,26	Sp.	0,24	Sp.	Sp.
CO^2	—	—	—	0,26	0,08	—
Org. Substanz	—	—	—	—	—	—
Sa.	99,68	100,87	100,04	99,19 [4]	100,36	100,81
Spez. Gew.	2,651	2,724	2,827	2,9526	3,029	3,014

[1] Nicht 100,56.
[2] Nicht 99,64.
[3] Nicht 99,01.
[4] Nicht 100,19.

I. Culmtonschiefer (unverändert). Herzog-Georg-Wilhelm-Schacht bei Klausthal.
II. Culmtonschieferhornfels (normales Kontaktgestein). Goldberg bei Oker.
III. Culmtonschieferhornfels (normales Kontaktgestein). Ziegenrücken bei Oker.
IV. Culmtonschieferhornfels (normales Kontaktgestein). Spitzenberg, Blatt Harzburg.
V. „Eckergneis" = Culmischer Tonschiefer in Eckergneisfazies. Zwischen Abbenstein und Abbentränke. (Anal.: Hesse.)
VI. Spinellführender Kontakt-Cordieritgneis. Diebesstieg. (Anal.: Hesse.)
VII. Culmgrauwacke in Eckergneisfazies. Kamm südlich des kleinen Frankentales. (Anal.: Hesse.)
VIII. Culmgrauwacke in Eckergneisfazies. Alter Molkenplatz am Kolför. (Anal.: Fischer.)
IX. Culmgrauwacke in Eckergneisfazies. Spörenwagen an der Chaussee im Eckertal, oberhalb der Brücke. (Anal.: Hampe.)
X. Kalksilikatfels im Eckergneis. Sellenberg, nicht weit vom alten Molkenplatz. (Anal.: Haefke.)
IX. Hornblende-Plagioklasgestein. Diebesstieg. (Anal.: Klüss.)
XII. Diabashornfels. Kalteborn. (Anal.: Klüss.) **Milch.**

Fr. H. Butler: Kaolinization and other changes in West of England Rocks. (Min. Mag. **15**. No. 69. 1908. 128—146.)

Die ersten Wirkungen der Gasentladung eines Granitmagmas auf die abgekühlten Randteile und den Kontakthof bestehen in der vermehrten Blasenbildung in den Quarzen und Vermehrung ihrer idiomorphen Ausbildung und in der Entstehung von braunem oder gelbem, bisweilen auch blauem Turmalin. Sodann werden Biotit und Muscovit ausgebleicht oder zerstört und durch Turmalin oder Chlorit und Rutil ersetzt; ferner die Feldspäte verändert, was sich in der Entstehung von Flüssigkeitseinschlüssen und einiger Kaolinisierung kundgibt. Weitere Umänderungen des Feldspates bestehen in der Bildung von sekudärer Kieselsäure, Muscovit, Topas und wahrscheinlich auch Andalusit.

In Cornwall und Devon haben die pneumatolytischen Prozesse durch lange geologische Zeiträume hindurch angedauert. Blasen im Quarz, die oft Flüssigkeit enthalten, sind im dortigen Granit oft, in seinen pneumatolysierten Derivaten besonders oft und vielleicht am meisten im Schörfels zu finden. Die reichliche Anwesenheit von feinem Muscovit in der Grundmasse der Elvane ist wahrscheinlich ein sicheres Anzeichen von Pneumatolyse, da Muscovit sehr selten ein primärer Bestandteil dieser Gesteine ist. Es ist offenbar ein Produkt der Entkaolinisierung.

Am stärksten ist in den der Pneumatolyse unterworfenen Gesteinen der Biotit umgewandelt und gelöst, dann folgen Muscovit und der Feldspat der Grundmasse. Wenn Biotit nicht in Turmalin umgewandelt wird, dann verliert er zwei Fünftel seines Gewichtes an Kieselsäure. Muscovit gibt sogar noch mehr ab. Diese Kieselsäure trägt zur Vergrößerung der idiomorphen Quarzkristalle bei. Die Entfernung der Basen des Glimmers würde die unzerstörten Feldspatkristalle der Tonerde und des Kali berauben, und es resultierte daraus ein festes Gestein, das abnorm viel Quarz neben Feldspat und keinen Glimmer enthält. Das Wachstum der Quarzkristalle hängt ab sicher von der Temperatur des Magmas und seinem Flüssigkeitsgrade, von der Größe der ausgestoßenen Masse und dem Grade seines Wärmeverlustes an die umgebenden Gesteine und von den Anforderungen, die von den wachsenden Feldspäten an die Kieselsäure gestellt werden. Von diesen Anforderungen hängt auch die Umwandlung der Quarzkristalle in runde Körner ab, nicht von der Einwirkung der Flußsäure, die eher den Orthoklas als den Quarz angreift.

Das häufige Vorkommen von Schörl zeigt ein borimprägniertes Magma an. Die Turmalinisierung ist stellenweise erfolgt als das Magma schon einigermaßen verfestigt war, wie die Anwesenheit von Schörl auf den Klüften zersprungener Orthoklase zeigt. Da Turmalin durch Säuren nicht angegriffen, nur durch geschmolzenes Alkalicarbonat gelöst wird, so kann die gelegentlich zu beobachtende Zerstörung von primären Turmalinkristallen nicht auf Säuren zurückgeführt werden. Es liegt nahe, an geschmolzenes Alkalicarbonat als Zerstörer zu denken. Die Überreste von Kaolin in den turmalinisierten Gesteinen leiten zur Quelle dieses Alkalicarbonates. Es ist klar, daß die Zerstörung des Turmalins nicht vor sich ging, während neuer Turmalin durch die Pneumatolyse gebildet wurde. Wenn diese Zerstörung während der Kaolinisierung stattfand und diese durch Kohlensäure bewirkt wurde, dann muß eine Lösung von Alkalicarbonaten in Berührung mit dem Turmalin gekommen sein, ob diese nun ursprünglich in der Lösung gewesen sind oder nicht, denn ihre Entstehung ist ja die notwendige Folge der Auflösung des Alkalis der Feldspate. Daß aber die Kaolinisierung durch eine Lösung von Kohlensäure erfolgte, vielleicht einer sehr schwachen, aber bei hoher Temperatur, zeigt die Porzellanerde, die 60 % des Alkaligehaltes der Feldspate und den ganzen des Biotites verloren hat. Was an Muscovit vorhanden ist, kann als postkaolinische Entstehung betrachtet werden, obwohl auch der ursprüngliche Muscovit kaolinisiert sein kann. Daß nicht Lösungen von Fluorsilicium und Fluorbor den Kaolin erzeugt haben, hat J. H. L. Vogt gezeigt, nach dessen Zeugnis sehr schwache Kohlensäure Magnesia, Kalk und die Alkalien auflöst, während Wasser, reich an den Carbonaten von Alkalien und Erdalkalien, Carbonat- und Sericitbildung begünstigt. Die Kaolinisierung des Labradoritfelsens von Ekersund ist durch Kohlensäure erfolgt, da gelegentlich im Kaolin Calcit vorkommt, obwohl die Alkalien und alkalischen Erden in der Hauptsache als Carbonate mit der löslichen Kieselsäure entfernt sind. Daß auch in Cornwall Kohlensäure die Kaolinisierung hervor-

gerufen haben kann, darauf deuten die dort festgestellten Kohlendioxydemanationen. Die Anwesenheit von Eisenkies namentlich im Luxullianit zeigt, daß auch Schwefelwasserstoff in der Solfatare, die die Kaolinisierung hervorrief, zugegen war. Die Anwesenheit der Kohlensäure ist auf die Zersetzung von tiefgelegenem Kalktonschiefer oder Kalkstein durch Säuren zurückzuführen.

Da der Feldspat des Turmalingranites unzersetzt ist, so kann das Magma keine freie Flußsäure mehr abgegeben haben, als die Umwandlung des Glimmers im Schörl sich vollzog.

Verf. denkt sich die zeitliche Aufeinanderfolge der Ereignisse folgendermaßen:

Zuerst Kohlensäurebildung infolge Zersetzung kalkhaltiger Schichten durch Säurelösungen; daraus resultiert die Kaolinisierung und vermehrte Porosität des benachbarten Granites. Gleichzeitig wird Turmalin angegriffen. Der Kalk wird durch Lösungen von Borsäure oder Boraten und Kieselfluorwasserstoffsäure zersetzt. Es bildet sich Flußspat, und Boratlösungen strömen aus. In einigen Teilen des Porzellanerdedistriktes folgt Entkaolinisierung und Schörlbildung, die in der Hauptsache der Verkieselung vorangeht. In anderen Teilen schlägt sich Flußspat nieder und sekundärer Glimmer und Gilbertit bilden sich, daneben wenig Turmalin. In den peripheren Teilen der Granitstöcke bildet sich viel sekundärer Glimmer und Topas auf Kosten des Kaolins und es resultiert Greisen. Zinnstein und Wolframit scheinen in den entkaolinisierenden Lösungen besonders zur Zeit der endgültigen Silifizierung vorhanden zu sein.

Gegen die Bildung des Kaolins durch die Wirkung der Atmosphärilien spricht, daß nach Sorby die gleichzeitige Bildung des blasenreichen Quarzes unter enormem Druck hangender Gesteine erfolgt sein muß. Auch zeichnet sich der Kaolindistrikt nicht durch besondere Regenfülle aus, und andere englische Granite zeigen die Kaolinisierung nicht. Außerdem kennt man im Yellowstone Park als lokalen Kaolinbildner aufsteigende heiße Lösungen. Bei der Verwitterung erleidet Granit starken mechanischen Zerfall, der den Kaolinen fehlt. Auch wird gemeinhin [zumeist nicht. Ref.] Kaolinisierung von der Bildung von Schörl, Flußspat, Zinnstein und Topas begleitet oder diese folgt ihr.

[Dem Ref. scheint die Zersetzung von Turmalin durch geschmolzenes Alkalicarbonat nichts für die Möglichkeit der Zersetzung auch durch heiße oder kalte Alkalicarbonatlösung zu beweisen. Die Kalkschichten als Kohlensäurequelle anzunehmen, ist recht weit hergeholt.] **Stremme.**

B. N. Peach, H. Kynaston, H. B. Muff u. a.: The geology of the Seabord of Mid Argyll etc. (Explanation of sheet 36.) (Memoires geol. Survey Scotland **36**. Glasgow 1909.)

Das beschriebene Gebiet umfaßt die Küste von Argyll mit Teilen der vorgelagerten Inseln Luing, Scarba, Jura, Mull u. a. Den Hauptanteil an ihrer Zusammensetzung haben „metamorphe Gesteine“ (Alter?): Mehr

oder weniger stark geschieferte, aber wenig kristalline Phyllite, Schiefer, Kalke, Quarzite, verschiedenartige Konglomerate mit Lagern von Epidiorit, spärlich auch „Sodafelsit". Lokal liegen transgredierend darüber Andesite, Basalte und Konglomerate vom Alter des untern Red Sandstone. Gleichalterig damit sind einige Intrusivmassen: Diorit und Granit, von deutlichen Kontakthöfen umgeben, sowie Gänge und Intrusivlager von Porphyrit, Felsit und Lamprophyren. Ebenso erscheinen lokal tertiäre basaltische Laven und Tuffe, Doleritgänge, teschenitähnliche Gesteine, Pechsteine, Camptonit. Glazialdiluvium mit fossilführenden Schichten liegt darüber. Von den Begleiterscheinungen der Tektonik ist die zur Entwicklung mächtiger Dachschieferkomplexe führende Transversalschieferung besonders zu erwähnen. O. H. Erdmannsdörffer.

G. Berg: Über kristalline Schiefer aus dem Las Animas Canyon südlich von Silverton, Col. (Min.-petr. Mitt. 27. 277—284. 1908.)

Im südwestlichen Teile von Colorado, südlich von Silverton, wird die Bergkette der Needle Mts. von Las Animas Canyon durchbrochen. Am nördlichen Teile desselben ist das Grundgebirge und der dasselbe durchbrechende Quarzmonzonitstock aufgeschlossen. Der Quarzmonzonit besteht aus vorwaltendem Labrador (bis Oligoklas), weniger Orthoklas, Biotit, Augit, z. T. uralitisiert, in den Zwickeln der Gemengteile, z. T. auch mit Orthoklas granophyrisch verwachsen, tritt der Quarz auf. Umwandlungen der dunklen Gemengteile in Epidot und Chlorit sind nicht selten, das Gestein ist ferner sehr stark mit Pyrit imprägniert und gilt als der „Erzbringer" der dortigen Erzgänge. Am Rande gegen die kristallinen Schiefer scheint eine schmale porphyrische Zone eingeschaltet zu sein, was aber nur nach Rollstücken, die, wie der Verf. selbst angibt, auch von höher anstehenden Porphyriten stammen können, vermutet wird. Auf den Monzonit folgt ein 100 m mächtiges brecciöses Quarzgestein, dessen Kitt aus feinem Quarzstaub, Epidot, etwas Zoisit, Calcit, stellenweise auch Sericit, bezw. Muscovitblättchen gebildet wird. Einige Klüfte und Lagen sind von dunkelbraunem Granat, der dann das vorher erwähnte Grundgewebe vertritt, erfüllt. Auf diesen Quarzit folgt eine 20 m mächtige Schieferbreccie, aus scharfeckigen Bruchstückchen von grobkristallinen, sehr quarzreichen, mitunter orthoklasführendem Amphibolit bestehend, die mit einem feinfilzigen Gewebe von Hornblende, Chlorit, Epidot und Eisenoxyd verkittet sind. Eine in feinen Trümern auftretende Hornblende ist ident mit der blaßgrünen des Gesteins selbst. Auslöschung 18°. Hierauf folgen Biotitglimmerschiefer, die von Quarzschmitzen, weiterhin auch von aplitischen Adern, dann Pegmatiten durchtrümert werden; in der Nähe der letzteren ist der Schiefer gneisähnlich ausgebildet, feldspatreich, aber ohne Spur einer dynamischen Beeinflussung, wie Kataklase etc. Der Biotit, der bald gegen Quarz überwiegt, bald zurücktritt, ist dunkelgrün und vielfach von Chlorit durchwachsen, welcher in manchen Lagen

auch vorwaltet. Der Quarz enthält mitunter kleine Biotitscheibchen. Epidot ist als Begleiter des Biotits häufig, er bildet auch selbständige Trümer, die aber von den Gemengteilen des Schiefers durchschwärmt werden, also in die nachfolgende Kristallisationsschieferung einbezogen wurden. Eine von epidotreichem Schiefer umgebene Linse bestand inwendig aus Kalkspat mit Chloritaggregaten. Der Feldspat, der in den Glimmerschiefern auftritt, ist hauptsächlich Orthoklas, wenig Albit. Ein „Zweiglimmergneis" ist diesen Schiefern eingeschaltet, er enthält vereinzelte Granatkörner. In den Quarzschmitzen, sowie in den aplitischen aus Quarz, Orthoklas, etwas Mikroklin bestehenden Adern tritt rosettenförmig bräunlich- bis dunkelblaugrauer Turmalin auf. In den Quarzen der Aplite wurden Einschlüsse mit Libelle und Kristall beobachtet. Manche Linsen bestehen aus einer Schale von Aplit und einem Kern von Quarz mit Biotit und Epidot. Die Pegmatite sind selten über 3 cm mächtig, von den Apliten streng getrennt, sie bestehen aus unregelmäßig verwachsenem Quarz und fleischrotem Orthoklas. Neben Pegmatiten treten auch Quarz-Hämatittrümer und reine symmetrisch gebaute Quarzgänge auf. In den von Pegmatitgängen durchsetzten Teilen der Glimmerschiefer treten sehr häufig graue oder rötliche Gneislagen auf, die bisweilen ganz granitisches Gefüge annehmen. Sie siud sehr quarzreich; der Feldspat, der nicht selten Quarzeinschlüsse zeigt, ist vorzugsweise sericitisierter Orthoklas, seltener Mikroklin, mit stellenweisen Übergängen ineinander; und in wechselnden Mengen ein saurer Plagioklas. Biotit ist dunkelolivgrün, seltener heller, Muscovit ist ebenfalls häufig und wohl z. T. aus Biotit entstanden. Die Glimmer sind aber stets streng parallel angeordnet. Eigentliche Kontaktminerale einerseits, deutliche Merkmale von Gebirgsdruck anderseits fehlen aber. Verf. schließt daraus, daß der bestehende Strukturzustand während der Injektion erreicht wurde oder die spätere Umformung muß auf dem Wege reiner Kristallisationsschieferung erreicht worden sein.

C. Hlawatsch.

K. Schuster: Petrographische Ergebnisse der brasilianischen Expedition 1901 der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Mit geol. Einl. von F. v. Kerner. (Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Abt. I. **116**. 1111—1201. 1907. 1 Karte.)

In der Einleitung beschreibt Kerner die Routen der vier Exkursionen, die während der Expedition in der südbrasilianischen Küstenkette im Staate São Paolo hauptsächlich zu botanischen Zwecken unternommen wurden. Auf dieselben beziehen sich die Ziffern bei der Beschreibung der einzelnen Gesteine.

I. Von St. Amaro am Nordfuße der Serra Paranapiacaba über Campo redondo, Itapecirica durch das Flußgebiet M'boy mirim, in das Tal des Rio S. Lourenço bis zur Mündung desselben in den Rio Juquia. Im Berglande südlich des letzten Flusses wurden Streifzüge unternommen. Auf

dieser Route wurden namentlich steilgestellte rote Glimmerschiefer, die von Pegmatiten durchbrochen werden, bezw. mit denselben abwechseln, beobachtet; am Wege von St. Amaro bis Campo redondo auch Granite, Gneise und Quarzite. Im Gebiete der Glimmerschiefer treten auch granitische Gänge, Turmalinquarzfels und Quarzite auf. Vermutlich von der Verwitterung rühren rote und weiße Lehme und Sande her. Die Pegmatitgänge werden stellenweise, so im Tale des Ribeiron dos Couros, behufs Glimmergewinnung abgebaut. Diese äußerst grobkörnigen Pegmatite lagen Schuster zur Untersuchung nicht vor. Sie bestehen aus kaolinisiertem Feldspat, großen, bis 2 cm dicken Muscovittafeln, Quarz und schwarzen Turmalinsäulen. Parallellagen zum Hauptgange sind zu beobachten; der Turmalin tritt in der Nachbarschaft des Pegmatits auch im Glimmerschiefer auf.

II. Flußreise am Rio Branco (südwestlich von Santos, von der Bai von Santos durch die Serra de Mangaguá getrennt) und seinen Nebenflüssen: Rio Mambú und Rio Aguapihú. In den Flußschottern treten namentlich Schuppengneise, Glimmerschiefer, Granite, Quarz, Turmalin und Feldspatbasalte auf, anstehend wurde nur am Rio Branco oberhalb der Mündung des Rio Mambú ein dunkler Glimmerschiefer beobachtet.

III. Von Cerqueira Cesar über Bella vista bei der Ortschaft Ilha grande zum Salto grande und flußabwärts zur Insel Ilha grande des Rio Paranapanema (Nebenstrom des Paraná), zurück über Santa Cruz do Rio Pardo, Lageado und Oleo. Das wesentlichste Gestein in dieser Gegend ist ein permischer (?) roter oder brauner Sandstein, der von Porphyriten, Diabasen, stellenweise auch basaltischen Gesteinen (Cerqueira Cesar, oberes Ende der Insel Ilha grande, zwischen Lageado und Oleo) durchbrochen werden. Am Salto wird die Felsbarre von einem leukokraten Diabas gebildet, der von einem Netz von Sandsteingängen durchbrochen wird.

IV. Von Itapetininga nördlich von der Serra Paranapiacaba nach Faxina mit einer Seitentour nach Capao bonito und zum Ribeiron do Chapeo, dann durch den Westteil der Serra über Ribeiron branco, Apiahý bis Yporanga und dann am Rio Riberia abwärts nach Iguapé. Auf der Zweigtour nach dem Riberion do Chapeo wurden in demselben Geschiebe von Phylliten, Talk- und Hornblendeschiefer und Quarzite angetroffen, ein Hochtal jedoch bot in vermutlich alten Kalken Karsterscheinungen mit Dolinen, Höhlen etc. Eine Höhle wurde von Kerner durchforscht. Bei Faxima treten permische (?) Sandsteine auf, südlich davon folgen später zwei Quarzgänge und mit Annäherung an die Serra treten wieder kristalline Schiefer und granitische Gesteine auf, später wieder Quarzgänge, glimmerreiche Schiefer, Kalkschiefer, Kieselkalk und schließlich wieder Granit und Quarzgänge, welche auch die roten Glimmerschiefer der Serra durchbrechen. Die Quarzgänge sind bei Apiahý goldführend (Morro do Ouro) und von Limonitadern begleitet. Der Weg von Apiahý bis Yporanga quert größtenteils Rücken aus Schiefer, bei dem Örtchen Serra tritt ein dem von Capao bonito ähnelnder Kalk auf. Auf einer Sandbank vor der Stromschnelle Cachoeira grande treten neben blätterigen Schiefern auch Vertreter der Eläolithsyenite, Hornfelse und Quarzite im

Geschiebe auf. Der Rio Ribeiron führt unterhalb Yporanga steil stehende Schiefer, bei Xiririca Diabas. Bei Iguape sowie auf der Ilha do Cardoso treten einzelne Kuppen und Züge von Granitgneisen auf, so der Morro do Senhor. In diesem treten auch Feldspatgänge mit Turmalin auf. An diese Vorbemerkungen v. KERNER's schließt sich die petrographische Beschreibung von K. SCHUSTER an.

I. Gruppe der dem Eläolithsyenit verwandten Gesteine.

1. Sodalithsyenit vom Pic von Itatiaia. Granitisch-körnig, ein grob- und ein feinkörniges Stück. Hauptgemengteil ein „Kryptoperthit" mit 10° Auslöschung auf (010) und bläulichem Farbenschimmer, enthält aber außerdem noch perthitische Spindeln von Oligoklas-Albit. Weniger häufig ist Plagioklas (Andesin mit ca. 30 % An), dann Sodalith, häufig in blätterige Zeolithe umgewandelt, die schwach licht- und doppelbrechend sind und bald γ, bald α in der Längsrichtung zeigen. Achsenebene $\perp$ zur Längsrichtung. Dunkle Gemengteile in der Reihenfolge ihrer Menge: dunkelolivbrauner Biotit, ebenso gefärbte Hornblende, teils allein, teils parallel mit dem farblosen oder blaßrötlichen Pyroxen mit buchtigen Grenzlinien verwachsen. Übergemengteile reichlich Apatit, dann Titanit, Pyrit und Titaneisen. Eläolith fehlt ganz.

2. Eläolithporphyr vom Ribeira de Iguapé oberhalb Yporanga (VI). In einer foyaitisch-körnigen Grundmasse von Na-reichen Orthoklasleisten (9° Auslöschung in Schnitten $\perp \gamma$), in Cancrinit umgewandeltem Nephelin und Ägirinnadeln liegen Einsprenglinge von sehr blaßrötlichem, mitunter schwach zweiachsigem Eläolith, Pyroxen, sowie Pseudomorphosen nach Leucit, die in den äußeren Partien aus Orthoklasleisten, im Kern aus Analcim, Cancrinit und Ägirinnädelchen bestehen. Der nach (100) abgeplattete Pyroxen besitzt mitunter farblose Kerne, häufiger ist aber ein violettrosa, schwächer doppelbrechender Augit mit merklichem Pleochroismus (α blaßrosaviolett, β violett, γ farblos), $c:\gamma$ ca. 54°, die Hülle ist stets grüner Ägirinaugit, $c:\gamma = 58°$, Achse A zeigt Dispersion $v > \varrho$, B $\varrho > v$. Homogene Pyroxene sind grün. Übergemengteile sind Sodalith (in Zeolithe umgewandelt), Apatit, Titanit, Magnetit und brauner Biotit.

3. Monchiquit. Gang im Gneis von Ilha do Cardoso südw. von Iguapé (Geschenk von H. R. KRONE in Iguapé). Schwarzes, an zeolitherfüllten[1] Mandeln reiches Gestein. Grundmasse hypokristallin, durch Neubildungen (Zeolithe) stark entglast, Mikrolithen sind Augit und Hornblende. In der Grundmasse liegen zahlreiche Nadeln barkevikitischer Hornblende ($c:\gamma = 13°$), selten erreichen deren Kristalle bedeutende Größe; Augit mit farblosem Kern und violetter Hülle; letztere zeigt Zonar- und Sanduhrstruktur, $c\gamma$ am größten für die Anwachskegel des Prismas, die schwächere Doppelbrechung zeigen; selten größere, in iddingsitähnliche olivbraune Minerale umgewandelte Olivine, Achsenebene teils 010 bei den Adern, 100 bei den Feldern; c des Olivins $= \gamma$ des Minerals (vergl. STARK, Die Gesteine Usticas, Min.-petr. Mitt. 23. 487, und Geol.-petr. Aufnahme

[1] Vielleicht Thomsonit.

der Euganeen. ibid. 27.), basischer Plagioklas ist selten, nicht genauer bestimmt, bisweilen zeigt er Orthoklasmäntel; ferner Magnetit in deutlichen Kriställchen.

II. Trappgesteine (Basische Eruptivgesteine).

A. Diabase.

4. Quarzdiabase von Xiririca (IV) am Ribeira de Iguapé. Zwei Proben, eine grauschwarze leukokrate und eine schwarze melanokrate. Erstere zeigt Intersertalstruktur, die leistenförmigen Labrador-Bytownite (Hülle bis Andesin) überwiegen gegenüber dem nur wenig später auskristallisierten Augit, sie sind teilweise in Albit und faserig-schuppige Aggregate von Prehnit (?) umgewandelt. Der violettbraune Augit zeigt kleinen Achsenwinkel, Zwillingslamellen nach 001. Nachträglich wies H. Backlund auch normalsymmetrischen Augit nach. Er gehört also wohl zu den Enstatitaugiten. Öfters ist er in ein blätteriges, schwächer licht- und doppelbrechendes, homoaxes Mineral umgewandelt, dessen γ mit b des Augits zusammenfällt, a : β des Minerals = 17°. Die Blättchen sind // (001) gelagert und zeigen nach der gleichen Ebene Zwillingsbildung, die Auslöschung ist nicht gleichförmig. Braune Hornblende tritt teils selbständig, teils als Umrandung des Pyroxens auf, im letzteren Falle nachweislich sekundär. Als sekundäres Produkt nach Hornblende und Pyroxen tritt auch Chlorit auf. Magnetit nur in wenigen größeren Kristallen und Skeletten. In Zwickeln der genannten Minerale treten, mikropegmatitisch verwachsen, Orthoklas und Quarz auf. Orthoklas ist auch bisweilen // mit Plagioklas verwachsen. Diese Diabase sind also nahe verwandt zu den Kongådiabasen. Ein Hornfelseinschluß bestand aus Glas und viel Feldspat und Magnetitmikrolithen. Die melanokrate Varietät ist frischer als die vorige, von der sie sich durch das Fehlen des Quarzes, das starke Zurücktreten von Orthoklas und Hornblende und das reichlichere Auftreten von Augit unterscheidet. Struktur divergentstrahlig-körnig.

5. Leukokrater Diabas vom Salto grande des Rio Parapanema und dessen Kontakt mit Sandstein (III). Derselbe gleicht ganz der vorher beschriebenen leukokraten Varietät. Die Bildung des Plagioklases überdauerte jene des Augits und des Magnetits. Im Kontakt mit dem Sandstein ist der Diabas stark zersetzt, Glas mit Globuliten und ausgebleichter Biotit treten auf, eine Veränderung des Kornes ist nicht zu beobachten. In unmittelbaren Kontakt tritt als Zement des Sandsteins rotbraunes Eisenerz auf, weiter entfernt davon ist das Zement heller, aggregatpolarisierend, reich an Globuliten und Büscheln von schwach licht- und doppelbrechenden Nädelchen mit α in der Längsrichtung. Außer Quarz finden sich noch Erz, Glimmerschüppchen, Mikroklin und Plagioklasfragmente und ein unbestimmtes, farbloses, stärker als Quarz lichtbrechendes Mineral [Cordierit? Ref.] Autor schließt aus diesen Verhältnissen auf ein jüngeres Alter des Sandsteins gegenüber dem Diabas.

6. Diabas vom Goldfundort am Rio Parapanema in der Nähe der Ortschaft Ilha grande und der Fazenda Bellavista (III). Ähnlich der melanokraten Varietät von 4, von der es sich aber dadurch unterscheidet, daß

statt der Mesostasis in den Zwickeln ein hellbraunes, öfters in delessitartige Substanzen umgewandeltes Glas auftritt.

B. Feldspatbasalte. Dieselben sind olivinarm, Plagioklas und Augit treten nahe in gleicher Menge, Magnetit reichlich auf. Der Olivin ist häufig in iddingsitähnliche Produkte umgewandelt, daneben findet sich auch Talk und ein grünes, zweiachsiges Mineral (?). Der Pyroxen ist kurzprismatisch und zeigt Neigung zu radialer Gruppierung oder zu glomeroporphyrischer Anordnung, unhomogene Auslöschung wurde ebenfalls beobachtet[1], der Plagioklas schwankt zwischen 47 und 66 % An, in manchen Fällen wurde ein Kern beobachtet, dessen An-Gehalt ungefähr in der Mitte zwischen der nächsten Hülle und dem Rande liegt. Drei Varietäten sind beschrieben. Die Abtrennung von Diabas erfolgte wegen der Frische der Gesteine.

7. Basalt aus dem Quellgebiet des Rio Mambú (II) und olivinfreier Basaltgang im Granodioritgneis bei Iguapé (IV). Struktur hypokristallin-porphyrisch mit viel farblosem Glas, das reich an skelettartigen Mikrolithen von Magnetit, Plagioklas, Augit und Ilmenit ist. Verf. nennt diese Ausbildung hyaloskelettitisch. Olivin schied sich (in der erstgenannten Varietät) zuerst aus, dann fast gleichzeitig Plagioklas und Augit, dann Magnetit.

8. Basalte von der Ilha grande im Paranapanema (gegenüber der Indianerhütte) und vom Wasserfall bei Cerqueira Cesar (III). Vom vorigen durch panidiomorph-körnige Struktur der Grundmasse unterschieden. Porphyrische Struktur ist durch einzelne größere Individuen angedeutet, hier und da zeigt die Grundmasse auch Intersertalstruktur, das Glas ist reich an Globuliten, gelegentlich in delessitische Produkte umgewandelt.

9. Olivinarmer Basalt vom Goldfundort am Rio Paranapanema (7) und am Wege von Santa Cruz nach Oleo (III). Diese Gesteine zeigen Intersertalstruktur.

III. Granitische Gesteine.

10. Amphibolgranitit vom Parahyba westlich von São Paulo (im Reisebericht nicht erwähnt). Grobkörniges Gestein mit Andeutung von porphyrischer Ausbildung durch größere Feldspatindividuen. Der Feldspat ist teils Mikroklin mit Gitterstruktur, mit perthitischen Spindeln und jüngeren, breiteren Bändern und Flecken von Oligoklasalbit ohne Zwillingsstreifung. Dieselben gehen annähernd nach den Flächen der Prismenzone und nach x. Der Plagioklas zeigt normale Zonarstruktur, der Kern ist basischer Oligoklas, die Hülle Oligoklas-Albit. Häufig ist er unter Bildung glimmerartiger Minerale, trüber Tonerdehydraten und Epidot umgewandelt, letzteres Mineral tritt namentlich an der Grenze der ebenfalls umgewandelten Hornblende auf. Frisch zeigt letztere blaugrüne tiefe Färbung, starke Doppelbrechung und starke Dispersion derselben $\varrho > v$. Der Quarz zeigt starke Kataklase. Der Biotit ist dunkelbraungrün, beherbergt durch Umwandlung entstandene Rutilnädelchen und Titanitkörner und geht

[1] Vergl. Stark, Min.-petr. Mitt. 27. 1909.

öfters in Chlorit (opt. +) über. Magnetit, Apatit, Titanit zeigen die gewöhnlichen Eigenschaften, sie treten neben Plagioklas als Einschlüsse im Mikroklin auf. Sekundär in Rissen tritt auch Calcit auf.

11. Granit vom Rio Grande, südöstlich von São Paulo (ebenfalls nicht erwähnt). Grobkörnig, hypidiomorphkörnig. Sehr leukokrat. Der Feldspat ist teils Mikroklin mit deutlicher Gitterstruktur, einzelne Lamellen löschen mit Albiträndern gleichzeitig aus, teils ein Oligiklas-Albit (14 % An Maximum). Myrmekitische Zapfen sind häufig, sie sind arm an Quarzstengeln. Der primäre Quarz zeigt undulöse Auslöschung. Die Umwandlung des Plagioklases in Muscovit ist noch nicht weit fortgeschritten. Biotit ist stellenweise in Muscovit umgewandelt. Turmalin tritt akzessorisch auf.

IV. Kristallinische Schiefer.

A. Granitgneise. Dieselben zeigen bei granoblastischer Struktur, häufig verbunden mit Kataklase, starke Annäherung an die Struktur der Tiefengesteine, namentlich durch das Auftreten von Mikroklinaugen. Der Plagioklas ist im allgemeinen verhältnismäßig basisch, in einigen Varietäten (13) geht der Anorthitgehalt bis 32 % Myrmekit ist häufig, der Plagioklas desselben ist sauer (Albit, Oligoklas). Bisweilen bilden aber Plagioklas und Quarz voneinander getrennte Spindeln im Mikroklin. Dieser ist meist ein Mikroklin-Mikroperthit. Die Zonarstruktur der Plagioklase ist die in Tiefengesteinen gewöhnliche, also Kern basischer als die Hülle. Muscovit tritt gegen den braunen Biotit zurück, wo er auftritt, ist er meist als Umwandlungsprodukt von Plagioklas oder Biotit zu erkennen. Akzessorische Minerale sind Titanit, Apatit, Zirkon (oft von pleochroitischen Höfen im Biotit umgeben), Turmalin, in einigen Varietäten auch Orthit (umgewandelt). Epidot tritt als Umwandlungsprodukt von Plagioklas, ebenso wie Muscovit, namentlich an kataklastischen Stellen auf. Verf. rechnet nach den obigen Verhältnissen des Mineralbestandes diese Gesteine zur untersten Tiefenstufe.

12. Granodioritgneis von Iguapé (IV). Grobkörnig mit Augen von Mikroklinmikroperthit. Plagioklas (bis 25 % An) überwiegt gegen Mikroklin, in welchem die Perthitspindeln gegen unregelmäßige Albitbänder zurücktreten. Bemerkenswert ist die Erscheinung, daß der Kern mancher Plagioklase unter Glimmerbildung in einen sauren Plagioklas (17 % An) umgewandelt ist, während die Hülle (20 % An) intakt blieb. Verf. sieht darin eine Erklärungsart für das Auftreten der Zonarstruktur in kristallinen Schiefern (Kern sauer).

13. Granititgneis bei der Limonenhütte am Wege von der Glimmermine am Ribeiron dos Coros nach Barra Mansa in der östlichen Serra Paranapiacaba, südlich vom oberen Juquiafluß (I). Struktur und allgemeine Verhältnisse wie oben. Plagioklas-Andesin (32 % An) zeigt bisweilen Antiperthitspindeln. Als akzessorisches Mineral wurde Orthit, in isotrope Substanz umgewandelt, beobachtet.

14 Feldspatreicher, biotitarmer Granitgneis von Conceição de Itanhaen (IV).

Vier Stücke lagen vor, davon zeigt eines feinkörnige Schuppenstruktur, zwei waren flaserig, eines grobkörnig granitähnlich. Plagioklas tritt im allgemeinen gegen Mikroklin, bezw. Orthoklas und Quarz zurück, je häufiger er ist, desto basischer ist er. In der feinkörnigen und hornblendeführenden Varietät ist der Kalifeldspat Orthoklasmikroperthit, der Plagioklas basischer Oligoklas (bis 26 % An), sonst 3—15 % An. Als Verwitterungsprodukt treten auch erdige Tonerdesilikate auf. In einer Varietät tritt als dunkler Gemengteil auch eine grüne Hornblende auf, $c\gamma = 24^0$.

15. Schuppengneise aus dem Quellgebiete des Rio Mambú in der südöstlichen Serra do mar (II). Diese Schuppengneise, von denen drei Varietäten beschrieben werden, unterscheiden sich von den Granitgneisen durch das Fehlen des Mikroklinmikroperthits und des Myrmekits, sowie durch das Auftreten von Schuppenstruktur und lagenförmiger Anordnung der Gemengteile. Verf. wäre geneigt, sie für sedimentogen zu halten und mit den „mittleren Gneisen" des niederösterreichischen Waldviertels zu vergleichen.

a) Schwarzgrauer Schuppengneis. Olivgrüner Biotit wiegt gegen Muscovit vor, letzterer tritt namentlich an den Schieferungsflächen auf. Dickere Biotite sind bisweilen quer zur Schieferung gestellt. Der als Gemengteil vorwiegende Biotit ist öfters unter Ausscheidung orientierter Rutilnädelchen, von Titaneisenblättchen oder auch randlich auftretenden Eisenerzen in Klinochlor (mit unternormalen Farben) umgewandelt, doch tritt auch ein farbloser Glimmer mit kleinem Achsenwinkel auf. Der xenoblastische Quarz hat undulöse Auslöschung. Der Plagioklas ist Andesin. Als akzessorische Minerale treten Zirkon (von pleochroitischen Höfen im Biotit umgeben), Apatit, Turmalin und Epidot, letzterer mit Biotit verwachsen, auf. Magnetit ist ziemlich reichlich vorhanden.

b) Heller Schuppengneis. Mit deutlicher Absonderung der Gemengteile nach Lagen. Glimmer (Biotit und wenig Muscovit) tritt gegen Quarz und sauren, wegen starker Umwandlung nicht näher bestimmten Plagioklas zurück. Der Quarz zeigt Flüssigkeitseinschlüsse, deren Reihen durch mehrere Körner durchsetzen. Als akzessorischer Gemengteil kommt (im Schliff) farbloser Granat hinzu.

c) Hellgrauer Schuppengneis. Feinkörnig, granoblastisch. Biotit tritt zurück, Quarz ist sehr reichlich ($\frac{1}{2}$ des Gesteins) vorhanden, der Plagioklas ist ziemlich basisch (31 % An), meist in Muscovit umgewandelt. Der sekundäre Chlorit zeigt negativen Charakter der Hauptzone [? Ref.], Interferenzfarben unternormal. Epidot ist ziemlich selten, noch seltener Granat. Die übrigen akzessorischen Gemengteile wie oben.

16. Graue Glimmerschiefer, mikromer, wesentlich aus Glimmer und Quarz bestehend. Als Nebengemengteil tritt idioblastisch Turmalin auf.

a) Glimmerschiefer aus dem Quellgebiet des Rio Mambú (II). Porphyroblastisch mit flaseriger Textur. Als Porphyroblasten treten große Muscovittafeln und bräunliche, schuppige Muscovitaggregate auf, die vielleicht Pseudomorphosen nach Disthen sind, sehr selten Turmalin. Der olivgrüne Biotit ist öfters in Chlorit umgewandelt.

b) Glimmerschiefer vom Ribeiron do Chapeo in dem Nordabfall der mittleren Serra Paranapiacaba (IV). Biotit fehlt hier, der reichlich vorhandene Muscovit ist gefältelt. Als weitere wesentliche Gemengteile treten außer Quarz noch Eisenglanz und in kleinen quer zerbrochenen Prismen ein hellblau gefärbter Turmalin auf. Akzessorisch ist farbloser, stark zerquetschter Granat.

17. Fernschuppiger Phyllit vom Ribeiron do Chapeo (IV). Lagentextur; in dem aus Quarz und Muscovit bestehenden äußerst feinkörnigen Grundgewebe treten linsenförmige Porphyroblasten von Biotit auf, der in Chlorit umgewandelt ist. Ein braunes Pigment tritt in gefältelten Lagen lauf. Akzessorisch findet sich Turmalin.

18. Turmalinquarzitfels von Barra Mansa südlich vom oberen Juquiafluß (I). Ein feinkörniges, geschiefertes und ein gröberkörniges Stück bestanden im wesentlichen aus granoblastischem, undulös auslöschendem Quarz und parallel gestellten, aber stark quer zerbrochenen Turmalinsäulen. die zonaren Aufbau zeigen: Kern blau, Hülle braun, letztere zeigt stärkere Doppelbrechung $(\omega-\varepsilon)\ v < (\omega-\varepsilon)\ \varrho$. Akzessorisch treten Muscovithäute, Magnetit, ein braunes, sekundäres Eisenerz, Granat und Titanit auf.

19. Hornfels vom Ribeira de Iguapé oberhalb Yporanga (IV). Das vorliegende dichte, uneben brechende Stück bestand aus einem helleren und einem dunkleren Teile, die durch eine Quarzader getrennt sind. Der letztere ist reicher an dunklen Gemengteilen.

In einem Grundgewebe von Muscovit, Magnetit und Quarz liegen makroskopisch schwarze, im Dünnschliff trübgraue, schuppige, isotrope Massen (pseudomorph nach Cordierit?) kleinere Quarzkörner, hellbraune, öfters chloritisierte Biotitblättchen, bisweilen mit Sphärulitbildung(?), Magnetitkörnchen und blaue Turmalinsäulchen.

20. Hellgrauer Kieselkalk zwischen Lagoas und Capoeiras in der südwestlichen Serra Paranapiacaba (IV). Zuckerkörnig, granoblastisch, ab und zu kataklastisch; aus Calcit (nach $0\bar{1}12$ lamelliert), wenig Quarz und einem farblosen einachsigen Glimmer (Phlogopit) bestehend; akzessorisch schwarze Reste von Granat.

21. Grauschwarzer Kalkstein im unteren Valle Betary oberhalb Yporanga am Ribeira de Iguapé (IV). Wesentlich aus granoblastischem Calcit und kohlig pigmentiertem Quarz bestehend; akzessorisch grobblätteriger, farbloser Tremolit $c:\gamma = 17^0$. **C. Hlawatsch.**

F. Becke: Bemerkungen, betreffend die kristallinen Schiefer aus Brasilien. (Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Mat.-naturw. Kl. I. Abt. 1907. **116**. 1201—1203.)

Eine Rekapitulation der allgemeinen Beobachtungen an den zu den kristallinischen Schiefern gezählten Gesteinen. Verf. hebt die Einförmigkeit derselben, das Fehlen amphibolitischer Einlagerungen, von Tonerdesilikaten und größeren Mengen von Granat, Staurolith, Chloritoid und von typo-

morphem Chlorit hervor. Er vergleicht die Gesteine am ehesten mit den altkristallinen Schiefern der Alpen: südlich der Tauernkette, vom Ötztalermassiv und vom Tschigat, sowie mit den mittleren „Paragneisen" des niederösterreichischen Waldviertels. **C. Hlawatsch.**

P. Marshall: Note on the Gabbro of the Dun Mountains. (Trans. and Proc. New Zealand Institute. **40.** 320—322. 1908.)

Der Gabbro vom Dun Mountain soll nach Hutton aus Anthophyllit und Saussurit bestehen. Verf. konnte Proben des Gesteins am Nordostabfall des Berges und in den Tälern des Maitai und des Roding sammeln, wobei es freilich nicht gelang, das Material anstehend zu finden. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß das Gestein aus Diallag und einem optisch isotropen Mineral besteht. Die Analyse des letzteren ergibt: SiO_2 39,56, Al_2O_3 23,73, CaO 31,90, MgO 3,15; Sa. 98,34. Das spez. Gew. ist 3,502. Chemische Beschaffenheit und spezifisches Gewicht sind die des Grossulars, so daß also ein Grossulargabbro vorliegt. Die merkwürdige Zusammensetzung des Gesteins erklärt sich wohl daraus, daß das Magma Partien des Maitaikalkes, in dem es intrudiert ist, verdaut hat. Dafür sprechen auch die in der Gegend verbreiteten Wollastonitmassen. **Otto Wilckens.**

E. Lehmann: Petrographische Untersuchungen an Eruptivgesteinen von der Insel Neupommern unter besonderer Berücksichtigung der eutektischen Verhältnisse pyroxen-andesitischer Magmen. (Min.-petr. Mitt. 1908. **27.** 181—243.)

Das Material wurde von A. Pflüger auf den Inseln Neupommern, namentlich auf der Gazellenhalbinsel (Hinterland von Herbertshöhe, Vulkangruppe der Mutteo mit dem tätigen kleinen Vulkan Ghaie, Baininggebirge), Berg Varzin, ferner einigen Teilen südlich der Hirson Bay (Vulkangruppe des „Vater"), die Umgebung der Hannambucht und der Villaumezhalbinsel sowie auf den Inseln Matupi, Watomi und den französischen Inseln Deslacs, Mérite, Nordinsel, gesammelt. Tätige Vulkane sind Ghaie, Vater und angeblich der Südsohn. Die überwiegende Anzahl der Gesteine gehört der Andesitfamilie an, einige der Glieder nähern sich den Basalten; eine kleine Gruppe aus der Nähe des Geisergebietes der Hannambucht gehört zu den Daciten. Andesittuffe stehen auf der Plantage der Neuguinea Comp. in einem Bachbett an. Ältere Gesteine der Monzonitfamilie und Augitporphyre entstammen dem Nordabhang des Baininggebirges.

A. Monzonitische Gesteine.

Monzonit, angeblich vom Typus des Normalmonzonits Romberg's. Im wesentlichen aus Plagioklas (Ab_3An_7 in Kernen, bis Ab_6An_6 oder noch

saurer in den äußeren Zonen), rötlichem Orthoklas, grünlichem Augit, der ungefähr gleichalterig mit Plagioklas und zum großen Teil in Uralit umgewandelt ist (wobei sowohl braune wie grüne Hornblende entstand), in Bastit umgewandeltem rhombischen Pyroxen und Quarz[1] bestehend. Als Nebengemengteile treten brauner Biotit, Magnetit, Apatit, Titanit, Titaneisen, akzessorisch auch dunkelbrauner Turmalin auf. Das Gestein wechselt stark in der Zusammensetzung durch Vortreten oder Zurücktreten des Orthoklases. Die Analyse des Gesteins (siehe Schlußtabelle) entspricht einer dem Augitdiorit näherstehenden Varietät. In dem als Augitdiorit beschriebenen Gesteine geht der Plagioklas fast bis Anorthit ($Ab_5 An_{95}$) herab, Orthoklas fehlt, während Quarz auftreten soll. Den Gegensatz hierzu bildet eine gangförmige Apophyse, die vorwiegend Orthoklas und Quarz führt und als Monzonitaplit bezeichnet wird [wohl nur wegen des geologischen Zusammenhanges. Anm. d. Ref.].

Ein dioritisches Gestein besitzt porphyrische Ausbildung durch Einsprenglinge von Plagioklas (Labrador bis Bytownit) und Augit (bezw. Uralit), und wird als Augitdioritporphyrit bezeichnet.

Die Augitporphyrite der Gegend sind feinkörnig bis dicht mit blaugrauen Partien. Die Einsprenglinge von Plagioklas (Labrador) und Augit sind spärlich, die Grundmasse ist intersertal oder pilotaxitisch. Der Augit ist auch hier zum großen Teil in Uralit umgewandelt. Der Plagioklas der Grundmasse ist gleich dem der Einsprenglinge.

B. Junge Eruptivgesteine.

1. Dacite. *α*) Bimssteine von der Nordküste der Hannambucht. In dem farblosen Glase sind Kristalle von saureren Plagioklasen ($Ab_{55} An_{45}$—$Ab_{72} An_{28}$), Quarz, Biotit und Magnetit ausgeschieden.

β) Schwarze Gläser vom Südstrand des Hannamhafens, mit wenig Einsprenglingen sauren Plagioklases ($Ab_{70} An_{30}$—$Ab_{75} An_{25}$), Quarz, ab und zu dunkler Hornblende und vereinzelten Magnetitkörnern.

2. Andesite und basaltische Andesite. Zu den andesitischen Gesteinen gehören weitaus die Mehrzahl der gesammelten Gesteine, einige davon, wie die Gesteine vom Vulkan Mutter, aus dem Vulkangebiet des Vaters, von der Nordküste der Hannambucht und vom Peterhafen auf der Insel Deslacs nähern sich den Basalten durch das Auftreten von Olivin, durch annähernd gleiche Menge von hellen und dunklen Gemengteilen und durch doleritische Struktur. Die übrigen Andesite zeigen wechselndes Mengenverhältnis von rhombischem (Hypersthen) und monoklinem (diopsidischen) Pyroxen, eine Trennung in Hypersthenandesite, Hypersthenaugit- und Augitandesite nimmt Verf. darum nicht vor.

Die Feldspäte schwanken zwischen Andesin-Oligoklas bis Bytownit, Verf. gibt eine ausführliche Tabelle von Beobachtungen. Die Struktur der meisten Gesteine ist hyalopilitisch, nicht selten intersertal; die Ge-

[1] Die Angabe, daß bei einigen wenigen orthoklasreichen Varietäten wobei dessen Menge kleiner oder gleich dem Plagioklasgehalt ist, Quarz in ungefähr gleicher Menge wie Orthoklas auftritt, spricht nicht für Normalmonzonit! [Anm. d. Ref.]

steine sind meist von grauer Farbe, dicht, porös oder schlackig; sehr glasreich sind namentlich die Gesteine der noch tätigen Vulkane, wie z. B. vom Vater, vom Vulkan Ghaie; außerdem das Gestein vom Simpsonhafen. Der Hypersthen ist stets älter als der monokline Pyroxen und oft von diesem umwachsen. Mikrofelsitsphärolithe treten nicht selten in den andesitischen Gesteinen auf, so in dem Gestein vom Simpsonhafen. Tridymit findet sich in einzelnen Hohlräumen. Die Gesteine der einzelnen Vorkommen sind nach Beschreibung der Gemengteile einzeln näher besprochen. Hier sollen nur die analysierten Gesteine vom Simpsonhafen und von der Insel Watom mit Rücksicht auf die vom Verf. gezogenen theoretischen Schlüsse näher Erwähnung finden. In dem erstgenannten Gesteine sowie von Wairiki (Hinterland von Herbertshöhe) haben die Einsprenglinge von Augit und Plagioklas ungefähr gleiches Alter, die Feldspatkristalle zeigen ausgesprochen zonaren Aufbau mit abwechselnder Zonenfolge, so daß der Kern, die 2., 4. etc. Zone basischer, die 1., 3. etc. Zone saurer ist. Verf. erklärt dies durch das größere Kristallisationsvermögen der anorthositreicheren Glieder, so daß mit An-reicherem Kern begonnen wird, worauf der Regel nach Ab-reichere Substanz folgt bis zur Erreichung des eutektischen Verhältnisses, worauf wieder mit einer An-reicheren Schicht begonnen wird. Ferner treten in diesem Gestein wie auch in einigen anderen Partien von annähernd panidiomorph-körniger Struktur auf, die Minerale greifen zahnartig ineinander oder bilden wirrstrahlige, diabasisch körnige Haufen. Daraus schließt Verf., daß die Zusammensetzung einem Eutektikum entsprechen müsse und sucht dies durch Analyse des Gesamtgesteins und der reichlich vorhandenen Glasbasis zu beweisen (s. Analysentabelle). Ref. findet jedoch, daß die beiden Analysen nicht genügend übereinstimmen, um gerade dieses Gestein als Standard für eutektische Andesite aufzustellen. In dem Gestein von der Insel Watom, dem das von der Insel Mérite gleicht, treten außer diesen Aggregaten auch zahlreiche isolierte Einsprenglinge auf, die verschiedenen Bildungsperioden angehören; die Feldspate der früheren sind sehr basisch (bis Bytownit), während die der körnigen Ausscheidungen um Ab An schwanken. Verf. schließt daraus, daß das Gestein von der eutektischen Zusammensetzung abweiche, daß aber „auf einer relativ späten Kristallisationsstufe“ das Eutektikum erreicht würde, das Gestein sei also ein anchieutektisches[1].

Verf. stellt danach den Satz auf:

„Das quantitative Verhältnis der einzelnen chemischen Bestandteile eines Magmas zu den entsprechenden des eutektischen Gemisches ist maßgebend für die Natur und das Mengenverhältnis der in dem Gestein auftretenden Mineralien.“ Einen Einfluß auf die Ausscheidungsfolge beobachtet Verf. nicht.

Zum Vergleich bringt Verf. noch eine größere Anzahl Analysen ähnlicher andesitischer Gesteine und nimmt daraus das Mittel.

---

[1] Ref. ist der Ansicht, daß dann doch das Eutektikum auf einer relativ frühen Kristallisationsstufe erreicht werden müßte.

Tabelle der Analysen.

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	51,97	62,44	65,77	58,77
TiO_2	—	0,28	0,11	0,05
Al_2O_3	15,37	15,84	16,43	14,62
Fe_2O_3	6,76	3,54	2,73	5,61
FeO	7,89	4,82	2,55	3,16
MnO	—	Spur	0,31	0,11
MgO	2,42	1,39	1,46	2,66
CaO	7,96	4,06	3,20	6,25
Na_2O	3,31	4,78	3,43	3,82
K_2O [1]	1,26	2,37	3,35	3,11
H_2O	2,39	0,74	0,76	1,38
P_2O_5	0,33	0,33	0,23	0,32
FeS_2	0,53	—	—	—
CO_2	—	—	—	0,11
Sa.	100,19	100,59	100,33	99,97
D.		2,5105 (!)		

I. Monzonit, dioritartige Varietät, Baininggebirge.

II. Hypersthenandesit von der Nordwestecke von Simpsonhafen. Bauschanalyse des Gesamtgesteins.

III. Glasbasis des vorigen Gesteins, fluidal, braun.

IV. Gestein von der Insel Watom. In der Beschreibung sind zwei erwähnt: eines vom Südstrand mit hellem Glas und wenig Augit und eines vom Krater mit dunkelbraunem Glas, Augit, Plagioklas und Magnetit in etwa gleichen Mengen in der Grundmasse; als Einsprengling: Plagioklas, Augit, Hypersthen und Magnetit in beiden. Die Analyse dürfte sich auf das zweite beziehen.

Alle vier Analysen sind von A. Lindner in Breslau ausgeführt.

C. Hlawatsch.

H. Schlundt and R. B. Moore: Radioaktivity of the thermal waters of Yellowstone National Park. (U. St. Geol. Survey. Washington 1909. Bull. **395**. 35 p.)

Die Verf. berichten über radioaktive Messungen, die sie im Sommer 1906 im Yellowstone National Park angestellt haben. Untersucht wurden die Gasexhalationen, die Quellen sowie deren feste Absätze. Die Beobachtungen werden nach der elektrischen Methode ausgeführt mit Hilfe eines Elektroskops nach C. J. R. Wilson. Über Konstruktion und Aichung des Instruments möge man im Original nachlesen, wo auch aus-

[1] Orthoklas fehlt in den Andesiten. Verf. hält den K-Gehalt für isomorphe Beimischung zum Feldspatmolekül, wie III zeigt, scheint er aber vorzugsweise im Glas zu stecken.

führlich über Verwertung und Berechnung der Resultate, sowie über das Auffangen und Gewinnen der zu untersuchenden Stoffe gehandelt wird. Die Messungsresultate sind in sieben Tabellen niedergelegt, aus denen sich folgendes ergibt:

Gase. Zwischen den Aktivitäten der Gase verschiedener Quellen im Yellowstone Park bestehen bemerkenswerte Größenunterschiede. Meist ist die Aktivität bedingt durch Radiumemanation. In 16 von den 82 untersuchten Fällen ließ sich Thoriumemanation konstatieren, die jedoch stets von Radiumemanation begleitet war. Die zum erstenmal in den vereinzelten Staaten konstatierte Thoriumemanation in Quellen tritt besonders stark im Norris Geyser und Terraces Springs in der Nähe der Mündung des Gibbon River auf. Aktiniumemanation konnte nicht beobachtet werden. Auf Helium wurde nicht geprüft. Der Vergleich der Aktivitäten der amerikanischen Quellen mit europäischen zeigt, daß ein wesentlicher Unterschied nicht besteht.

Gewässer. Die Thermalwasser verschiedener Lokalitäten sowohl wie die aus einer Gegend zeigen große Unterschiede in ihrer Aktivität. Zwischen Temperatur und Aktivität der Quellen scheinen Beziehungen nicht zu bestehen, indessen ist im Mittel die Aktivität der kalten Quellen größer. Es wird diskutiert, ob die Aktivität hervorgerufen wird durch Radiumemanation oder durch gelöste Radiumsalze. Die Verf. kommen zu dem Schluß, daß ein kleiner Teil der Aktivität bedingt sei durch Radiumsalze, der größte jedoch durch die in das Wasser difundierten radioaktiven Gase. In einer Tabelle werden die für die Quellen im Yellowstone Park erhaltenen Zahlen mit solchen europäischer Quellen zusammengestellt.

Quellabsätze. Sowohl in den kalkigen wie in den kieseligen Ablagerungen wurde Radium nachgewiesen. Die jungen Travertinabsätze der Mammoth Hot Springs enthalten z. T. Ra in merklichen Mengen: bis zu 8×10^{-12} g Ra ist auf 1 g Substanz angereichert. Der Verdampfungsrückstand ist nur ca. $\frac{1}{2}$mal so aktiv. Der Radiumgehalt der Gesteine, aus denen diese Stoffe gelöst wurden, ist ca. $2\frac{1}{2}$mal, der der Eruptivgesteine des Parks ca. 5mal geringer. Der Grund für diese Anreicherung, die bei fast allen Quellen stattfand, ist noch nicht gefunden. Im Gegensatz dazu ist Uran viel weniger vorhanden, als den Mengenverhältnissen beim radioaktiven Gleichgewicht zwischen Ur und Ra entsprechen würde. Eine Travertinprobe von Terrace Mountain, einer Gegend der Mammoth Hot Springs, in der in früheren Zeiten sich Quellabsätze gebildet haben, besaß eine Aktivität von ca. 1 % derjenigen frischer Ablagerungen. Unter der Annahme, daß der Ra-Gehalt einst gleich war und die bildenden Faktoren sich im Laufe der Zeit nicht wesentlich geändert haben, ergibt sich für die Zeit, in der der Radiumgehalt auf den Betrag von 1 % sinkt, ungefähr 20 000 Jahre (Periode von Ra = 2600 Jahre).

Eine Reihe guter Photographien geben ein anschauliches Bild der untersuchten Gegend. **R. Nacken.**

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

S. F. Emmons and J. D. Irving: The Downtown district of Leadville, Colorado. (Unit. St. Geol. Survey. Bull. 320. 72 p. 1 geol. Karte. 6 Taf. Profile. 5 Textfig. Washington 1907.)

Ein durch Bergbau neu aufgeschlossener Distrikt, der sich westlich dem seit über 30 Jahren durch seine reiche Produktion an Silber, Gold, Blei, Zink und Eisen rühmlich bekannten Leadville-Distrikt anschließt und geologisch und lagerstättenkundlich dessen Fortsetzung bildet (siehe Ref. über die Originalarbeiten S. F. Emmons' über den Leadville-Distrikt, dies. Jahrb. 1885. I. -228—229-).

Die Erze setzen sich aus denselben Sulfiden wie im Leadville-Distrikt zusammen; Bergbau ist indessen bisher nur in der Oxydationszone umgegangen.

Der Genesis der Erze ist ein längeres Kapitel gewidmet, und bemüht sich Verf., nachzuweisen, daß seine Ausführungen über die Genesis der Erze in der 1886 erschienenen Monographie des Leadville-Distrikts völlig mißverstanden worden seien. Er habe damals schon zwischen immediate und ultimate source der Erze unterschieden, aus praktischen Gründen aber nur die immediate source behandelt. Indessen habe er als ultimate source nirgends die Möglichkeit aufsteigender heißer Lösungen geleugnet, sondern im Gegenteil diese Möglichkeit ausdrücklich hervorgehoben (l. c. p. 379).

Was heute allgemein anerkannt werde, sei, daß die Carbonkalkerze des Leadville-Distrikts ursprünglich auf metasomatischem Wege von wässerigen Lösungen in der Form von Sulfiden abgesetzt worden sind. Die Meinung, daß die Erze genetisch mit den Porphyrintrusionen zusammenhängen, habe durch den Bergbau der letzten 28 Jahre reichliche Unterstützung erfahren. Sicher sei ferner, daß die sekundäre Anreicherung meteorische Wässer bewirkten und daß diese Anreicherung sich nicht auf die Oxydationszone beschränke, sondern sich bis unter den Grundwasserspiegel erstrecke.

Die Fragen, die noch der Beantwortung harren, seien:

1. Sind die sulfidischen Erze ursprünglich ausschließlich von meteorischen oder magmatischen Wässern oder z. T. von beiden abgelagert worden?

2. Gelangten die magmatischen Wässer, wenn sie das transportierende Agens waren, zu der gegenwärtigen Lagerstätte der Erze direkt von unten, oder folgten sie den Kanälen, durch die das intrusive Magma aufstieg und, wo dieses Magma sich zwischen den Sedimentschichten ausbreitete, folgten sie da im allgemeinen dem Kontakt zwischen Eruptivgestein und Sediment oder durchdrangen sie letzteres entlang Rissen und Sprüngen, bevor sie ihre Ladung absetzten?

3. Sind die Erze oder irgend ein Teil von ihnen durch Kontaktmetamorphose gebildet, d. i. durch Wässer, die direkt aus den erkaltenden Intrusivmassen in die sie umgebenden Sedimentschichten gepreßt wurden?

O. Zeise.

A. H. Brooks and others: Report on progress of investigations of mineral resources of Alaska in 1906. (Unit. St. Geol. Survey. Bull. **314**. 235 p. 4 Taf. 9 Textfig. Washington 1907.)

Dieser Bericht gibt wie die früherer Jahre eine Zusammenfassung der Ergebnisse der Feldtätigkeit im Jahre 1906, sowie eine kurze Darstellung der Fortschritte in der Minenindustrie. Er stützt sich nicht nur auf bereits abgeschlossene und veröffentlichte, sondern auch auf noch nicht abgeschlossene Untersuchungen und setzt sich aus 15 verschiedenen, von 11 verschiedenen Autoren verfaßten Aufsätzen zusammen. Da diese in den bulletins oder professional papers einzeln zur Veröffentlichung kommenden Untersuchungsergebnisse in diesem Jahrbuch besprochen werden, sieht Ref. von einer Besprechung hier ab und teilt nur einiges über den Umfang der im Jahre 1906 und bis dahin in Alaska bewirkten Aufnahmen und Untersuchungen sowie der Mineralproduktion mit.

Es waren im Jahre 1906 im ganzen 12 Geologen, 4 geologische Assistenten, 4 Topographen und 2 Hydrographen während eines Zeitraumes von $2\frac{1}{2}$ bis zu 6 Monaten tätig. Geologische Rekognoszierungsaufnahmen erstreckten sich über ein Gebiet von 9000, — Detailaufnahmen über 548, topographische Rekognoszierungsaufnahmen über 10 768, — Detailaufnahmen über 40, hydrographische Rekognoszierungsaufnahmen über 1000 und — Detailaufnahmen über 200 square miles. Von den 28 Minendistrikten Alaskas wurden 16 von Mitgliedern der Survey besucht.

Seit dem Jahre 1898, wo mit der systematischen Erforschung Alaskas begonnen wurde, sind bis zum Jahre 1906 einschließlich 90 500 square miles geologisch rekognosziert worden. Fast 500 000 square miles stellen in Alaska geologisch noch unverritztes Gebiet dar. Topographische Rekognoszierungsaufnahmen sind naturgemäß weiter vorgeschritten und erstrecken sich bereits über fast ein Viertel des Gesamtgebietes Alaskas.

Für die staatlichen Aufnahmen und Untersuchungen in Alaska sind bis zum Jahre 1906 ausschließlich nahezu $\frac{1}{2}$ Million Dollars verausgabt worden; diese Summe macht ungefähr $\frac{1}{2}$ % des Wertes der Goldproduktion Alaskas für denselben Zeitraum aus.

Der Schätzungswert der Mineralproduktion Alaskas für 1906 beträgt:

Gold	21 800 000 $
Silber	120 000 „
Kupfer	1 200 000 „
Kohle	20 000 „
Verschiedenes, einschließlich Zinn, Marmor etc.	10 000 „
	23 150 000 $.

Der Gesamtwert der Goldproduktion Alaskas vom Jahre 1880 bis zum Jahre 1906 beträgt 103 348 700 $. **O. Zeise.**

W. F. Griswold and M. J. Munn: Geology of oil and gas fields in Steubenville, Burgettstown and Claysville quadrangles, Ohio, West Virginia and Pennsylvania. (Unit. St. Geol. Survey. Bull. **318**. 199 p. 9 tekt. u. Lagerstättenkarten. 3 Taf. Washington.)

Die je 227 square miles umfassenden 3 quadrangles sind im zentralen Teile der Appalachian-Ölfelder gelegen. Die auf ihnen herrschenden Verhältnisse können als typisch für die verschiedenen Bedingungen, unter denen in der Appalachian-Ölregion Öl und Gas auftreten, bezeichnet werden, aus welchem Grunde auch in diesen quadrangles die Spezialuntersuchung zuerst einsetzte.

Der hauptsächlichste Ölhorizont im Steubenville quadrangle ist der „Berea" sand, im Burgettstown quadrangle der „Hundredfoot" sand und im Claysville quadrangle der „Gordon", „Fourth" und „Fifth" sand.

Die Schiefertonen zwischengelagerten Sandsteine sind zahlreich; sie reichen von der Allegheny „formation" der Pennsylvanian series hinunter bis nahezu der Basis des Devon, ein Profil von mehr als 2000 feet Mächtigkeit ausmachend. Die Lagerung ist mit Ausnahme einer Diskordanz an der Basis der Pottsville „formation" durchweg konkordant. Die Tiefe der produktiven Ölbohrungen schwankt zwischen 100 und 4000 feet.

Die Lage der Ölansammlungen betreffend sei der „Antiklinaltheorie" die „Synklinaltheorie" gegenüber zu stellen:

Erstere ist im großen und ganzen gültig in mit Wasser gesättigten, letztere in trockenen Gebirgsschichten. Wo poröse Gesteine nur z. T. mit Wasser erfüllt sind, finden sich Ölansammlungen an der oberen Grenze der mit Wasser gesättigten Gesteine. Alle diese Bedingungen kommen im Bereich der 3 quadrangles vor. Teilweise Sättigung ist indessen die häufigst vorkommende Bedingung und treten Ölansammlungen alsdann überall auch an den Flanken auf. Auch Terrassen entlang den Faltenflanken bieten günstige Bedingungen für Ölansammlungen, und zwar sowohl in trockenen als auch in mit Wasser gesättigten Gesteinen.

Unter allen Bedingungen kommen für Gasansammlungen indessen die Gebiete der Antiklinalachsen in Frage, was nicht ausschließt, daß kleine Falten entlang den Flanken auch Gasvorräte enthalten können.

Der die Basis der Pottsville „formation" bildende „Salt" sand und der nächstältere „Big Injun" sand sind fast durch das ganze in Frage stehende Gebiet völlig mit Wasser gesättigt (Antiklinalvorkommen). Die in der Tiefe folgenden „Berea", „Hundredfoot", „Thirty foot", „Gordon" und „Fourth" sand sind im allgemeinen, je älter, desto weniger wasserführend (Antiklinal- und Flankenvorkommen). Der in dem Gebiete vorkommende älteste ölführende Sandsteinhorizont, der „Fifth" sand, ist praktisch trocken (Synklinalvorkommen). **O. Zeise.**

A. Collier: The Arkansas coal field with reports on the paleontology by D. White and G. H. Girty. (Unit. St. Geol. Survey. Bull. **326**. 158 p. 1 geol. u. Lagerstättenkarte, 5 Taf., 29 Textfig. Washington 1907.)

In Arkansas kommen sowohl im Carbon als auch im Tertiär ausgedehnte Kohleablagerungen vor, indessen sind nur die der älteren Formation in einem Felde, das sich in einem der Westgrenze des Staates angrenzenden Talabschnitt des Arkansas River erstreckt, exploitiert worden und kommerziell bekannt. Das Arkansasfeld bildet das östliche Ende eines großen Kohlendistrikts, der seine größte Erstreckung in Indian Territory hat und stellt stratigraphisch und tektonisch eine Fortsetzung des Indian Territoryfeldes vor, das von J. A. Taff und G. J. Adam untersucht und beschrieben worden ist (im 21. und 22. Ann. Report Unit. St. Geol. Survey. 1900 und 1902). Der der Pennsylvanian series angehörige, aus einer mehrere 1000 feet mächtigen, eintönigen Folge von Sandsteinen und Schiefertonen bestehende kohleführende Gesteinskomplex besitzt im Arkansasfelde 3 Horizonte bauwürdiger Flöze, deren wirtschaftlich wichtigster der Hurtshorne-Horizont ist mit einem Flöz von in maximo 7 feet Mächtigkeit.

Der Charakter der Kohle ist wechselnd, ist bituminös bis halbanthracitisch, und vergleichende Versuche der Heizversuchsanstalt der Geological Survey haben ergeben, daß Kohle von einer so guten Qualität nirgend im Westen von Westvirginia mehr vorkommt. **O. Zeise.**

S. Paige and A. Knopf: Geological reconnaissance in the Matanuska and Talkeetna basins Alaska. (Unit. St. Geol. Survey. Bull. **327**. 68 p. 1 topogr. und 1 geol. Karte, 2 Taf. 4 Textfig. Washington 1907.)

Das nordöstlich des Cook Inlet sich erstreckende Matanuska Kohlenbecken wurde schon früher von G. C. Martin beschrieben (s. dies. Jahrb. 1910 **1**. -84-). Die Talkeetna-Region mit dem Becken gleichen Namens schließt sich nördlich dem Matanuska-Becken an.

Die stratigraphischen Verhältnisse beider Becken erläutert nebenstehendes Profil.

Die Matanuskakohle betreffend kann auf das oben erwähnte Referat verwiesen werden. Aus dem noch wenig erforschten Talkeetnabecken wird das Vorkommen zutage tretender lignitischer Kohlenflöze von 8 feet und mehr Mächtigkeit erwähnt.

Goldführende Gesteine treten in den dem Cook Inlet anliegenden Gebieten ziemlich verbreitet auf, indessen allein in der Gegend einer Zone hochkristalliner Glimmerschiefer nördlich des Matanuska River kommen bauwürdige Goldseifen vor.

Alter	Gestein	Mächtigkeit
		feet
Quartär	Fluß- und Glazialschotter	300 +
Diskordanz		
Post-Eocän	Basaltische Laven, Breccien und Tuffe	1000 +
Diskordanz		
Ober-Eocän (Kenai „formation")	Kohleführende Schiefertone, Sandsteine, Arkosen und Konglomerate .	3000 ±
Diskordanz		
Untere Kreide	Kalkstein	300
Oberer Jura und oberer Mittlerer Jura	Schiefertone, Sandstein und Konglomerat, mit Kohle	1000 ±
	Andesitischer Grünstein, Tuffe, Agglomerate und Breccien; Rhyolithe, Dacite und Tuffe	1000 +
Diskordanz		
Prä-Jura		
Sunrise series?	Metamorphosierte Gesteine	?
	Grauwacken, Tonschiefer, basaltische Grünsteine und Tuffe, und Rhyolithe und Tuffe in der Knik River-Region	
Susitna slate?	Tonschiefer, Grauwackenschiefer und mikrokristalline Schiefer mit intrusivem Granit in der niederen Talkeetna River-Region. Granitführender Glimmerschiefer und Albit-Zoisit-Schiefer	?

Kupfererz (Chalkopyrit) ist, begleitet von Pyrrhotin, aus dem Gebiete zwischen Matanuska und Knik River, ferner als Bornit im Granit aus dem Oberlaufe des dem Talkeetnagebirge entspringenden Kashwitna River bekannt geworden. **O. Zeise.**

R. D. George: The main tungsten area of Boulder County, Col.; with notes on the intrusive rocks by R. D. Crawford. (Col. Geol. Survey, I. Report 1908. Denver 1909. 9—103. 1 geol. Karte u. 11 Taf.)

Wolframerze — Ferberit, Wolframit, Hübnerit und Scheelit — sind wohl schon seit längerer Zeit in Colorado bekannt, wenn auch mitunter jahrelang verkannt gewesen. Im Boulder County, wo seit etwa 1870 Goldbergbau betrieben wird, bildet seit 1900 ganz besonders der Ferberit den Gegenstand bergmännischer Gewinnung.

Das Minengebiet gehört der Front Range an und stellt ein hauptsächlich von Gneisen und Graniten gebildetes Hochland dar. Der letztere, ein manchmal hornblendeführender Granitit, wird für jünger gehalten als der Biotitgneis, der übrigens seinerseits Übergänge in Granite, Glimmerschiefer und Hornblendegneise zeigt. Pegmatitgänge und scheinbar auch pegmatitische Injektionsschlieren sind häufig; die sonst für solche charakteristischen Mineralansiedelungen fehlen hier ganz, sogar Turmalin wird nur selten angetroffen. Zahlreiche, im ganzen O.—W. streichende Gesteinsgänge durchziehen das Gebiet. Über ihr geologisches Alter und ebenso über ihre gegenseitigen Altersbeziehungen ließen sich sichere Anhaltspunkte nicht gewinnen. Crawford führt sie auf als: Hornblende-, Glimmer- und Pyroxenandesite, Felsite, Dacite, Latite, Latitporphyr, Diabas, Lamprophyr, Basalt, Pyroxenit und Limburgit. Die Latite besitzen einen wechselnden Quarzgehalt, die quarzreichsten Modifikationen stehen dem Rhyolith nahe; im übrigen nehmen sie nach ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung eine Mittelstellung zwischen Andesit und Trachyt ein. Eine Analyse wurde von Hogarty veröffentlicht (Proc. Col. Scient. Soc. VI. 173—185, insb. 181). Hauptbestandteile sind Plagioklas (vorzugsweise Andesin) und Orthoklas im Verhältnis 2 : 1, Biotit und mehr untergeordnet etwa 3 mm lange Prismen von hellgrünem Augit und grüner Hornblende. Die Größe der Feldspateinsprenglinge bleibt gewöhnlich unter 2 mm. Das Gestein bildet einen mindestens 18 m mächtigen Gang am Sugarloaf Mountain; es wurde früher als Andesit beschrieben, nimmt aber gegen NO. zu mehr und mehr trachytischen Charakter an. Der Latit eines anderen, weiter südlich streichenden Ganges konnte nur in losen Blöcken studiert werden und zeigt ausgesprochen porphyrischen Charakter, indem die Feldspateinsprenglinge etwa ein Drittel der Masse bilden und 8—15 mm groß werden. In einem quarzführenden Latit unterscheidet Crawford drei Generationen von Feldspat: die erste bildet bis zu 20 mm große, verhältnismäßig spärliche Orthoklase, die zweite besteht aus Orthoklas und überwiegendem Plagioklas in 1—2 mm großen Querschnitten, die dritte aus unregelmäßigen Körnern von Orthoklas. In einem rhyolithartigen Gestein bilden 10—25 mm große Orthoklaseinsprenglinge ein Viertel bis zur Hälfte der ganzen Masse, die korrodierten Quarzeinsprenglinge erreichen Größen von 7—8 mm und sind, der schwankenden Zusammensetzung des Gesteins entsprechend, schon in demselben Stück sehr ungleichmäßig verteilt. Ebenso schwankt der Biotitgehalt. Die Grundmasse bildet ein holokristallines Gemenge von Quarz, Orthoklas und Plagioklas.

Die Basalte sind Plagioklasbasalte, teilweise mit Hornblende. Als Hornblendebasalt wird auch ein Gesteinsvorkommen ohne Augit und Olivin erwähnt, worin die Hornblende in ein sekundäres Aggregat von braungrünem Biotit, viel Kalkspat, Magnetit und Quarz umgewandelt ist. Im übrigen bildet die braungrüne Hornblende (Auslöschung ca. 15°) bis zu 7 mm, seltener bis zu 20 mm lange Prismen. Als Bestandteile des Pyroxenits werden monokliner und rhombischer Pyroxen genannt, die Anwesenheit von Amphibol ist fraglich.

Die folgenden Abschnitte sind für einen bergmännischen Leserkreis berechnet. Sie enthalten zunächst allgemeine Angaben über die Mineralogie des Hübnerits, Wolframits, Ferberits und Scheelits. Aus verschiedenen technischen Analysen wird geschlossen, daß das Wolframerz von Boulder County ein Ferberit mit etwa 2,5—4 % MnO ist. Das Vorkommen ist ausgezeichnet durch den fast vollständigen Mangel an Mineralien aus der Gesellschaft des Zinnerzes, die sonst den Wolframit zu begleiten pflegen, einige derselben aber genügen doch, um die Zugehörigkeit auch dieser Wolframitgänge zur Gruppe der Zinnerzgänge zu erweisen. Das Erz tritt hauptsächlich in Gestalt einer Breccie auf, deren Bruchstücke aus chalcedonartigem Quarz oder Hornstein, Ganggranit, Pegmatit, solchen von Nebengestein und Ferberit bestehen. Das Bindemittel der Breccie besteht großenteils aus dem Ferberit selbst, teilweise hat eine umfangreiche Verkieselung der begleitenden Gesteine stattgefunden. Pyrit und gelegentliche Bleiglanzkristalle sind selten, die Anwesenheit von Flußspat steht nicht fest, ist aber nicht unwahrscheinlich; hier und da findet sich etwas Scheelit, Molybdänglanz, Adular und an einer oder zwei Stellen auch Tellurgold.

Die Gänge finden sich da, wo die Struktur der Gesteine der Spaltenbildung günstig war. Sie treten darum seltener im Gneis und besonders häufig im Granitgebiet auf, wo sie gern den granitischen Gängen, wie den Pegmatiten folgen. Sie sind aber jedenfalls jünger als diese und so zu erklären, daß längs der Gesteinsgänge eine wiederholte Zerreißung und Zerrüttung stattfand, die sich übrigens in dem mehrmaligen Absatz von Quarz und Wolframit widerspiegelt.

Eine Liste der Fundpunkte von Wolframmineralien in den Vereinigten Staaten verzeichnet 57 fast ausschließlich in den Weststaaten gelegene Vorkommnisse, deren wichtigste kurz beschrieben werden.

Im Jahre 1907 waren die Vereinigten Staaten mit einer Förderung von 1640 t (darunter Boulder County mit 1146 t) Wolframerz die Hauptwolframproduzenten der Erde (Gesamtproduktion 5791 t).

Den Schluß des Aufsatzes bilden Kapitel über die Aufbereitung und technische Verwertbarkeit der Erze bezw. des Wolframs und ein Verzeichnis einschlägiger Schriften zumeist technischen Inhalts. **Bergeat.**

H. B. Patton: The Montezuma mining district of Summit County, Colorado. (Color. Geol. Surv. I. Rep. 1908. Denver 1909. 105—144. 1 geol. Karte, 4 Taf.)

In dem Gebiete herrschen kristalline Schiefer. Die Idaho Springs-Formation besteht hauptsächlich aus einem Quarz-Sillimanit-Biotitschiefer, seltener sind darin Hornblende- und Biotithornblendeschiefer. Jünger, vielleicht intrusiv in den ersteren, sind ausgezeichnet gebänderte Hornblendegneise und mit diesen auch massige Amphibolite. Granitit, mit großen Karlsbader Orthoklaszwillingen, reichlichem Plagioklasgehalt und

ohne Mikroklin, ein mehr oder weniger mikroklinreicher Zweiglimmergranit, sowie endlich ein Mikroklingranitit bilden mit Granitporphyr, Biotitaplit, der als eine Differentiation des erstgenannten Granitits erscheint, mit Gängen von Aplit, Felsiten, Mikrograniten und Diabas die Eruptivgesteine der Gegend. Die Hornblendegneise sind vielfach durchzogen von pegmatitischen Injektionen von der Zartheit dünner Äderchen bis zur Mächtigkeit von über 50 Fuß dicken Gängen. Letztere führen sehr wenig Glimmer, der Feldspat ist bald Mikroklin, bald Plagioklas, oder beide finden sich nebeneinander, wogegen Orthoklas nur selten auftritt. Diese Injektionen fehlen im Biotitgranit, werden aber gelegentlich im Zweiglimmergranit und besonders nahe dem Kontakt desselben mit dem Hornblendegneis beobachtet.

Eine genauere Untersuchung all dieser Gesteine steht noch aus.

Die Erzgänge sind nur teilweise echte Spaltenausfüllungen; großenteils sind es replacement veins, d. h. von den Spalten aus ist das Nebengestein verdrängt und durch Mineralabsätze ersetzt worden. Sie wurden ehedem auf Gold und Silber abgebaut, während jetzt gold- und silberhaltiger Bleiglanz und Kupferkies, etwas Rotgiltigerz, Silberglanz und gediegen Silber, ganz besonders aber auch Zinkblende mit vorwaltendem Quarz, gelegentlichem Siderit und Schwerspat die Erze darstellen. Die Gänge treten sowohl in den kristallinen Schiefern wie in den Eruptivgesteinen auf. **Bergeat.**

A. v. Kalecsinsky: Die untersuchten Tone der Länder der ungarischen Krone. (Publikationen der Kgl. Ungarischen Geologischen Anstalt. Budapest 1906. Mit 1 Übersichtskarte. 234 p.)

Wiedergabe aller durch die Mitglieder der Ungarischen geologischen Anstalt gesammelten Daten, Analysen und Beschreibungen der im Laufe einer langen Reihe von Jahren untersuchten Tone Ungarns.

Stremme.

Th. Posewitz: Petroleum und Asphalt in Ungarn. (Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ungar. Geol. Anst. **15.** 4. Heft. Budapest 1907. 237—466. 1 Taf.)

Verf. hat alle einschlägigen amtlichen Aktenstücke und in der Literatur erschienenen Aufsätze über die Petroleumfrage in Ungarn gesammelt und zu einem Ganzen vereinigt. Die Geschichte der ungarischen Petroleumforschungen wird kurz erwähnt und die einzelnen Petroleumgebiete beschrieben. **Stremme.**

Experimentelle Geologie. Synthese der Gesteine.

E. C. Sullivan: The interaction between Minerals and water Solutions with Special Reference to Geologic Phenomena. (U. S. Geol. Survey. Bull. 312. 1907. 69 p.)

Die natürlichen Silikate schlagen in nicht unbeträchtlicher Menge die Metalle aus ihren Salzlösungen nieder und gehen gleichzeitig in Lösung, wobei die Basen der Silikate fast im geraden Verhältnis zur Menge der ausgefällten Metalle gelöst werden. Die Basen, die gemeinhin die Metalle bei diesen Vorgängen ersetsen, sind Kalium, Natrium, Magnesium und Calcium. Wo keine genaue Äquivalenz beobachtet wurde, ist in der Löslichkeit des Minerals in reinem Wasser oder im Niederschlag basischer Salze die Ursache zu erkennen. Die Metalle werden als Hydroxyde oder basische Salze (z. B. das Kupfersulfat als basisches Kupfersulfat, ähnlich dem Brochantit oder Largit) mit mehr oder weniger Metallsilikaten ausgefällt.

Die Versuche, die zu diesen allgemeinen Sätzen führten, wurden unternommen mit Kupfersulfatlösungen gegen Albit, Amphibol, Augit, Biotit, Enstatit, Kaolin, Mikroklin, Muscovit, Olivin, Orthoklas, Prehnit, Talk, Turmalin und Vesuvian; und mit den Lösungen von Salzen des Natrium, Kalium, Magnesium, Calcium, Strontium, Baryum, Mangan, Eisen, Nickel, Kupfer, Zink, Silber, Gold und Zinn. Versuche wurden auch angestellt über die Wirkung des Kaolins auf Lösungen von Zink- und Eisensalzen, von Fluorit und Pyrit auf Kupfersulfat und von Kohlen- und Schwefelsäure auf Orthoklas.

Adsorption, eine mechanische Oberflächenanziehung, spielt eine vergleichsweise unbedeutende Rolle, wenn überhaupt eine, in der Zurückhaltung von Kupfer durch Kaolin. Wenn die Adsorption schon beim Kaolin nichts bedeutet, so wird sie erst recht bei den anderen Silikaten verschwindend gering sein [d. h. den kristallisierten, bei den kolloidalen, also Allophan, Nontronit usw., ist die Absorption entsprechend ihrer großen Oberfläche beträchtlich. Ref.]. — Der Niederschlag von Kupfer, der durch Orthoklas hervorgerufen ist, unterscheidet sich in quantitativer Hinsicht nicht wesentlich von dem durch Pyrit hervorgerufenen.

Eine verdünnte Salzlösung zersetzt Orthoklas und löst seine Bestandteile fast in gleichem Maße wie eine gesättigte Kohlensäurelösung [aber nur bei kurzem Laboratoriumsversuch, bei dem die gelösten Mengen überhaupt gering sind. Ref.] Beide sind in dieser Hinsicht wirkungsvoller als reines Wasser.

Orthoklas und wahrscheinlich auch andere Alkalisilikate beschleunigen die Oxydation von Ferrosulfat durch den Sauerstoff der Luft.

Es ist bemerkenswert, daß das Eisen in den Ferrosilikaten nicht an Stelle des Kupfers nach Ausfällung des letzteren in Lösung tritt; desgleichen nicht das Eisen eines Tones, der beträchtliche Mengen von Eisencarbonat enthielt. Stremme.

Geologische Karten.

R. Heinrich: Landwirtschaftliche Bodenkarten. Herausgeg. v. d. landw. Versuchsstation Rostock. 1910. 3 Hefte, enthaltend Melkof, Langenheide, Jesow, Gr.-Welzin, Langensee.

Obwohl die Arbeiten nichts Geologisches enthalten, mögen sie doch referiert werden: die darin entwickelten Anschauungen waren es, die seinerzeit mit maßgebend für die mecklenburgischen Stände bei der wiederholten Ablehnung der Vorlage einer geologisch-agronomischen Kartierung Mecklenburgs waren.

„Die für die Landwirtschaft bestimmten Bodenkarten brauchen noch etwas anderes, als ihnen in den geologischen oder mit diesen verbundenen agronomischen Bodenkarten gegeben werden kann. Die Verbindung der agronomischen Bodenkarten mit den geologischen Karten ist hemmend für die weitere Entwicklung und Ausführung der landwirtschaftlichen Bodenkarten gewesen . . . die geologisch-agronomischen Bodenkarten bieten eine Vielheit von Bodenschichten, deren Kenntnis zwar für die geologische Wissenschaft von höchster Bedeutung, für die Landwirtschaft aber oft ganz unwesentlich ist.“

Die vorliegend veröffentlichten Karten sind in den Jahren 1898—1900 hergestellt in dem großen Maßstab der gewöhnlichen Gutskarten. Die Bodenarten (Sand, Humus, Lehm, Mergel, Ton, Wiesenkalk, mit entsprechenden Übergängen) sind durch matte Grundfarben bezeichnet, die Wasserverhältnisse und Durchlüftungsfähigkeit durch ausgezogene blaue Linien und geben die 10 Klassen der Wasserverhältnisse des Bodens wieder (1—5 Trockenland, 6—10 Naßland, anfangend mit sehr trocken, Brandstellen, Flugsand, endend mit Sumpf, stehendem Wasser). Die Nährstoffe (Kali, Kalk, Phosphorsäure, Stickstoff) sind in bunten Strichen zwischen den Wasserlinien dargestellt. Schwemmanalysen wurden nicht ausgeführt, „weil sie nicht imstande sind, Aufklärung über irgend einen Faktor für die Pflanzenkultur zu geben“. Einige Bodenprofile fanden Aufnahme am Rande der Karten. **E. Geinitz.**

K. Absolon und Zd. Jaroš: Geologische Übersichtskarte von Böhmen, Mähren und Schlesien. Maßstab 1 : 300 000. Olmütz 1907.

Bei der Zusammenstellung dieser neuen Karte, welche Böhmen, Mähren und das österreichische Schlesien umfaßt, wurde in erster Stelle Rücksicht auf die Übersichtlichkeit genommen, so daß die Karte besonders vorteilhaft als Lehrhilfsmittel ihre Verwendung finden wird. Aus diesem Grunde wurden manche Details unbeachtet gelassen, welche für die Übersicht über die geologische Zusammensetzung der betreffenden Länder nicht unbedingt notwendig sind. Die bisher nicht geklärten Anschauungen über das Archaicum und Algonkium bewogen die Autoren, die betreffenden geologischen Formationen nur petrographisch

zu charakterisieren. Weitere Formationen (Cambrium, Silur, Devon, Carbon, Rotliegendes, Jura, Kreide, Tertiär, Diluvium, Alluvium) sind nur in bezug auf ihre Gesamtausdehnung bezeichnet. Unter den massigen Gesteinen sind nur diejenigen bezeichnet, welche große und geologisch wichtige Komplexe bilden: Granit und Syenit, Porphyr, Diabas mit Diorit und Gabbro, Melaphyr, Teschenit und Pikrit, Phonolith und Trachyt, Basalt und Andesit. **B. Zahálka.**

Geological map of the Colony of the Cape of Good Hope. Sheet 32. 40. 1910.

Topographische Geologie.

N. V. Ussing: Dänemark. Handbuch der regionalen Geologie. Herausgegeben von G. Steinmann und O. Wilckens. 1. Band. 2. Abteilung.

Das erste Heft des großangelegten Werks, das eine regionale Geologie aller durchforschten Länder bieten soll, liegt in Ussing's Dänemark nunmehr vor. Es kann nicht die Aufgabe des Referats sein, dieses in knappste Form zusammengedrängte Resumé nochmals auszuziehen, wohl aber wird es interessieren, die Anlage und Disposition zu erfahren, da dieses erste Heft in gewissem Sinn vorbildlich für das Ganze sein dürfte.

Nach einer morphologischen Übersicht über das Gebiet, in der auch die Grenzlinien der rezenten Hebung Skandinaviens und die Erdbeben behandelt werden (3 S.), folgt die Übersicht über die Stratigraphie und die Gebirgsarten. Die Besprechung des Grundgebirges (Bornholm), von Cambrium (Bornholm), Untersilur (Bornholm) und Obersilur (Bornholm) umfaßt 3½ Seiten. Sehr kurz ist auch das über Rhät, Jura und untere Kreide Bekannte zusammengefaßt, während der oberen Kreide, dem Tertiär und Quartär mehr Platz eingeräumt ist (15 S.). An Illustrationen werden in diesem Abschnitt gebracht ein schematisches Profil des Bornholmer Paläozoicums, ein Profil der Steilküste von Stevns bei Höjerup (obere Kreide unter Moräne), ein Profil der Steilküste von Hanklit, Insel Mors (große Schollen der Molerformation im Diluvium), ein Kärtchen der Verbreitung der *Tapes*-Schichten. Der erste Abschnitt ist durch eine Übersichtsskizze von Dänemark illustriert, in der die Verwerfungszüge, die Grenzen der fennoskandischen Randzone und die Grenzlinie der postglazialen Hebung Skandinaviens eingetragen sind. Die Verbreitung der (schwachen und seltenen) Erdbeben ist ebenfalls aus einer kleinen Skizze ersichtlich.

Ein 3. Abschnitt (3 S.) ist Abriß der geologischen Geschichte überschrieben; hier wird nochmals zusammengefaßt, was über Senkungen, Hebungen, Meerestransgressionen und Regressionen während der genannten geologischen Zeiten bekannt ist.

Die „Orographischen Elemente“ (4. Abschnitt) leiten für die einzelnen Gebiete (Bornholm, Dänische Ebene, Färöer) die jetzige Gestaltung aus der geologisch-tektonischen Grundanlage und der Bearbeitung durch quartäres Eis und Erosion ab. Die Darstellung wird unterstützt durch eine geologische Skizze der Insel Bornholm, das Profil an der Laesaa, die Karte des präglazialen Untergrundes der Dänischen Ebene, die Skizze der Hauptmoränenzüge Jütlands und eine kleine Karte der Färöer, auf der die Fallrichtung der Basaltdecken und das Ausstreichen der Kohlenformation eingetragen ist. Im 5. Abschnitt sind die technisch wichtigen Vorkommen, im 6. die Literatur zusammengestellt. Im ganzen gibt das Heft einen anschaulichen Überblick und man hat den Eindruck, daß mit Geschick und Sachkenntnis das Wesentliche über das Nebensächliche herausgehoben ist, dabei aber doch Bedacht auf möglichste Vollständigkeit genommen ist. **Koken.**

Axel Schmidt: Der Neubulacher und Freudenstädter Graben. Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Verteilung der Erzgänge im Deckgebirge des östlichen Schwarzwaldes. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. Jahrg. 1910. Heft 2. 45—59. 3 Fig. 1 Übersichtskarte.)

Die Ergebnisse auf tektonischem Gebiete, welche sich bei der neuen geologischen Landesaufnahme Württembergs im Sedimentärgebirge, hauptsächlich Buntsandsteingebiet des Schwarzwaldvorlandes, ergeben haben, werden vom Verfasser in übersichtlicher Weise zusammenfassend geschildert, unter Berücksichtigung der praktischen Seite (Erzgänge, taube Spalten, Quellen). Zunächst werden allgemein Richtung und Eigentümlichkeiten der Spalten geschildert, dann die einzelnen Gänge und Sprünge eingehend besprochen, bei folgender Einteilung:

I. Die Störungen der nördlichen Gegend um Neubulach, Bad Teinach und den Domaberg.
   A. Die Verwerfungen des Freudenstädter Systems im Norden.
   B. Die Verwerfungen des Rheintalsystems im Norden.
II. Der Freudenstädter Graben oder der Einbruch des oberen Glattales.
   A. Die Verwerfungen der Freudenstädter Richtung im Süden.
   B. Die Verwerfungen des Rheintalsystems im südlichen (Freudenstädter) Gebiet.
III. Der Wäldergraben.

Den Schluß bildet eine klare, kurze Zusammenfassung, deren Inhalt hier wiedergegeben werden soll.

1. Für die Tektonik des Sedimentärgebirges im östlichen Schwarzwald sind zwei Richtungen maßgebend: eine NW.—SO. streichende, der der Neubulacher, Freudenstädter und Wäldergraben angehört, das Freudenstädter System und eine spitzwinklig dazu stehende, meist ziemlich rein N.—S. streichende, die als Rheintalsystem zu bezeichnen ist.

2. Während die Klüfte der letzteren stets erzfrei sind und nur sporadisch eine Ausfüllung durch taube Gangart haben, sind die Klüfte der ersteren stets Trägerinnen von Erzmassen, die in barytischer Gangart verteilt sind.

3. Sobald aber an diesen Sprüngen sich größere Schollenbewegungen ausgelöst haben, also aus den Klüften und Sprüngen sich Verwerfungen entwickeln, wird augenscheinlich zunächst die Erzführung unbedeutend. Auch die Ausfüllung durch Gangart erscheint beeinträchtigt und verschwindet streckenweise vollkommen.

4. Die Gänge des Freudenstädter Systems vertauben aber auch, sobald die Gangart wechselt, d. h. sobald statt des in oberen Teufen meist vorhandenen Schwerspates sich nach unten zu Quarz als Gangart einzustellen beginnt.

5. Die Verwerfungen der Rheintalrichtung lassen nicht nur an zahlreichen Stellen vadose Wasser austreten, sondern fördern in den Teinacher Mineralquellen sogar juveniles Wasser zutage.

6. Der Einfluß auf das Flußnetz ist bei dem Rheintalsystem bedeutender als bei dem Freudenstädter. Während dieses nur in minimaler Weise auf die Ablenkung der in den Folgetälern fließenden Bäche einwirkt, bedingt das Rheintalsystem wahrscheinlich wiederholt eine völlige Richtungsänderung der Hauptwasseradern.

7. Im östlichen Schwarzwaldvorlande können, wie die Aufschlüsse am Bittelbronner Keupergraben zeigen, erst seit etwa dem Miocän Gipskeuper, Lettenkohle und „*Trigonodus*-Dolomit“ (z. T.), also ein Schichtenkomplex von weit über 100 m Mächtigkeit abgetragen worden sein.

Plieninger.

Erwin Scheu: Zur Morphologie der Schwäbisch-fränkischen Stufenlandschaft. (Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. **18**. Heft 4. 365—403. Mit 8 Textfig. 1 Tafel Diagramme und 1 Karte in Schwarzdruck. Stuttgart. 1909.)

Die Abhandlung befaßt sich in der Hauptsache mit dem zwischen Neckar und Frankenhöhe gelegenen Albvorlande, das durch Rems, Murr, Kocher und Jagst zum Neckar hin entwässert wird.

Die Schwäbische Alb ist in miocäner Zeit zu einer Fastebene (Peneplaine) abgetragen worden, erst in postmiocäner Zeit, nach Ablagerung der Meeresmolasse, hat der schwäbische Jura eine Aufrichtung erfahren. Die Schwäbische Alb ist als aufsteigender Schenkel einer großen Synklinale zu betrachten. Im SW. war die Hebung beträchtlicher als im NO. Aus der miocänen Peneplaine, welche von dieser Hebung mitergriffen wurde, wie die im Sinne der Juraschichten einfallenden Schichten des Keupers im Vorlande der Alb beweisen, entwickelte sich dann die Schwäbische Stufenlandschaft.

Stufenlandschaften können nach Ansicht Penck's und des Verfassers (von Bruchstufen abgesehen) nur aus einer Einebnungsfläche hervorgehen.

Die Schwäbische Stufenlandschaft wurde in dem untersuchten Gebiet bis in die Zeit des Diluviums hinein durch die, durch das Brenztal nach Süden fließenden Flüsse, Kocher und Jagst zur Donau entwässert. Rems—Aal, Murr—Rot waren subsequente Flüsse des Kocher und auch die Bühl floß nach Süden in den Kocher.

Nach Ablagerung des älteren Diluviums traten am Rande der Alb bei Aalen tektonische Störungen ein, wodurch das Vorland eine tiefere Lage erhielt, so daß Kocher und Jagst die Goldshöfer Sande aufschütteten, um ihren südlichen Lauf zur Donau beibehalten zu können. Infolge der Aufschüttung mußte schließlich die Jagst nach Norden in die Hohenloher Ebene überfließen. Nach der Zeit des Altdiluviums trat eine Tieferlegung der Erosionsbasis am unteren Neckar ein, dadurch wurde starke Rückwärtserosion im Flußgebiet hervorgerufen, Rems, Murr, Kocher, Bühler allmählich angezapft und dem Neckar zugeführt. Talformen, Clusenbildung, Fluß- und Talmäander werden hinsichtlich ihrer Entstehung ausführlich erörtert. Die im Hauptmuschelkalk verlaufenden Täler weisen auffallende Gegensätze auf: Im Hauptmuschelkalk mäandrieren die Flüsse auffallend stark, die Täler sind durch viele Umlaufberge und tote Talschlingen charakterisiert, im mittleren Muschelkalk finden wir breite, ziemlich gerade Täler, die Mäander verschwinden, aber Spuren alter Mäander sind an den Talhängen sichtbar. Die Mäander des Gebiets sind fortwährend im Entstehen begriffen, sowie die Flüsse in den Hauptmuschelkalk eintreten; in den weicheren Schichten der Anhydritgruppe fallen sie rasch wieder der Zerstörung anheim. **Plieninger.**

Jar. J. Jahn: Über das quartäre Alter der Basalteruptionen im mährisch-schlesischen Niederen Gesenke. (Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. **116**. 1907. 49 p. 6 Taf.)

Verf. setzt seine Forschungen über die Eruptionen im mährisch-schlesischen Grenzgebiete in der Nähe von Freudental fort. Er behandelt folgende erloschene Vulkane: Köhlerberg, Venusberg, Großer und Kleiner Raudenberg, Roter Berg („Goldene Linde") bei Bärn, Hirtengarten („Groergarten") bei Friedland, und Horka („Kapellenberg") bei Lodnitz. Neben einer detaillierten Beschreibung der eruptiven Formationen (gut erhaltenen Bomben, Schlacken, Lapilli, Tuffe) vom dynamogeologischen Standpunkte äußert Verf. eine interessante Ansicht über das diluviale Alter dieser Eruptionen, welche bisher für tertiäre gehalten worden sind. Präbasaltischer Schotter, bezw. auch Lehm wurde auf diesen Lokalitäten erwiesen: 1. Im Liegenden des Basaltstromes, welcher NW. vom Venusberge hinausläuft. 2. Im Liegenden des Basaltstromes, östlich vom Köhlerberg. 3 Im Liegenden des Kreibischstromes (läuft ostwärts vom Großen Raudenberg). 4. Im Basaltstrome bei Christdorf (südlich vom Kleinen Raudenberg) wurde in dem kompakten Basalte ein Quarzgerölle eingeschlossen gefunden. 5. Bei Ochsentall (NW. vom Kleinen Raudenberg) findet sich in Wäldern Quarzgeröll, das nach der Meinung des Autors

ein auf sekundärem Lager befindlicher präbasaltischer Schotter zu sein scheint, welcher nach Abtragung des Basaltstromes heruntergeschwemmt wurde. 6. In den unteren Lagen der Basalttuffbreccie von Raase und Karlsberg (NW. vom Großen Raudenberg) sind zahlreiche Quarzgerölle eingeschlossen; auch in der nächsten Umgebung des Stromes findet sich auf den Feldern Quarzschotter vom zweifellos präbasaltischem Alter. 7. Auf dem NO.-Abhange des Roten Berges findet sich herabgerollter präbasaltischer Terrassenschotter und auch im dichten Basalte findet man Quarzgerölle eingeschlossen. — Daß diese präbasaltische Schotter diluviales Alter besitzen, das beweist ihre vollkommene Ähnlichkeit mit den Schottern, welche Tietze aus dem Gebiete des Kartenblattes Freudental beschreibt und denen er ein postglaziales Alter zuschreibt. Die Mitteilung des Steinbruchbesitzers bei Venusberg, daß in dem dortigen präbasaltischen Quarzgerölle Knochen eines Säugetieres gefunden worden sind, hält Verf. für nicht vollkommen erwiesen. **B. Zahálka.**

M. Furlani: Zur Tektonik der Sellagruppe in Gröden. (Mitt. d. geol. Ges. in Wien. **2.** 1908. 445—461. Mit 2 Taf. u. 4 Textfig.)

Über dem aus Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteinkalk aufgebauten Sockel der Sellagruppe lagern auf deren Plateau noch folgende, die Kammregion zwischen Boè und Pezza-Longhetta einnehmende Straten:

1. Wenige Bänke einer grauen Kalkbreccie.
2. Ein wenig mächtiger, grünlichgrauer, dolomitischer Kalk (wie 1. nur am Westgehänge der Boè-Spitze).
3. 20—30 m mächtiger, grauer Liaskalk der *Angulatus*-Zone.
4. Rote *Acanthicus*-Kalke (Ammonitico rosso) mit Ammoniten und Belemniten.
5. Tithonische Fleckenmergel, z. T. Hornsteinknollen, einem *Haploceras* und *Aptychus*.

Diese Schichten erscheinen in Form einer von O. nach W. geschobenen liegenden Falte, deren Muldenschluß an der Eisseespitze erhalten ist. Der hauptsächlich aus Dachsteinkalk und Lias bestehende Hangendschenkel ist an einer Scherungsfläche über die darunter liegenden Oberjuragesteine überschoben worden, wobei dieselben z. T. ekrasiert worden sind.

Die nach Ogilvie auf dem Sellaplateau vorkommenden Raibler Schichten konnten von der Verfasserin nicht beobachtet werden.

F. Trauth.

O. Wilckens: Über die Existenz einer höheren Überschiebungsdecke in der sogen. Sedimenthülle des Aduladeckmassivs (Graubünden). (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. **61.** Berlin 1909. 455—464. 1 Taf.)

Während man früher das Gneis- und Glimmerschiefergebirge der Adula für ein normales, wurzelndes Gewölbe gehalten hatte, führte auch

hier die Deckentheorie eine neue Deutung herbei. Sie kam zuerst zum Ausdruck in einer 1906 von Alb. Heim entworfenen Profilserie. Molare-, Adula-, Tambo- und Surettamassiv erscheinen als vier übereinanderliegende Gneisfalten, die sich nach Osten senken und gegenseitig ablösen. Für diese Deutung konnte Verf. bald eine wichtige Stütze erbringen durch das Auffinden mesozoischer Sedimente, die die Gneise der Adula im Zapport, dem obersten Hinterrheintal unterteufen. Abgesehen von untergeordneten Komplikationen, wie die Einschaltung triadischer Mulden in die Gneise des Fanellamassivs, bringt die Detailaufnahme aber auch andere Ergebnisse zutage, die die Heim'schen Profile nicht unwesentlich modifizieren werden. Die sogen. Sedimenthülle des Adulamassivs ist kein einheitliches Gebilde. Konkordant in die auf Dolomit, Rauhwacke, Bündner Schiefer, Grünschiefer und Marmor bestehenden Sedimente ist sowohl auf der Ostseite des Valser Rheintals bei Vals, als auch im Westen am Piz Aul ein grüner Augengneis eingeschaltet. Die den Schichten konkordant eingelagerte Gneisplatte von stark wechselnder Mächtigkeit ist das tiefste Glied einer höheren, über den Sedimenten der Aduladecke gelegenen Überschiebungsdecke. Seine petrographische Beschaffenheit trennt den Augengneis scharf vom Adulagneis und bringt ihn in enge Beziehung zum Tambogneis und Roffnaporphyr. Grünschiefer, geschieferte basische Eruption, kommen sowohl in der Adula-, als auch in den Sedimenten der höheren Decke vor. Ob letztere die Tambodecke selbst ist, die sich dann 15 km weiter nach Norden erstrecken würde, als das Heim'sche Profil angibt, oder nur eine tiefere Verzweigung dieser Deckfalte, ist eine noch offene Frage. Das sogen. Adulamassiv besteht also aus drei Deckfalten, von denen die tiefste im Zapport unter die Adulagneise untertaucht, während die höchste mit dem geschilderten Augengneis beginnt. Die Decken liegen nicht flach, sondern sind in ihrer Gesamtheit einer Faltung unterworfen, durch die die vermeintliche Massivwölbung hervorgerufen wird. Auf der beigegebenen Tafel sehen wir die Struktur des Augengneises und seine Auflagerung auf Marmor und Bündner Schiefer der Aduladecke in Photographie. **H. Gerth.**

V. Uhlig: Über die Tektonik der Ostalpen. (Ges. Deutsch. Naturf. u. Ärzte. Verh. 1909. 1. Leipzig. 21 p.)

—: Der Deckenbau in den Ostalpen. (Mitt. d. geol. Ges. in Wien. 2. 1909. 462—491. Mit 1 Taf.)

Nachdem Verf. die Entwicklung der Schubdeckenlehre in den Westalpen erörtert hat, betrachtet er die Ostalpen vom Standpunkte der genannten Hypothese, wobei es ihm ohne Zweifel gelingt, an die Stelle des bisherigen Wirrsales der tektonischen Elemente ein harmonisches Gesamtbild des ostalpinen Gebirgsbaues zu setzen.

„Die Alpen stellen einen Verband von drei Deckensystemen dar: zu unterst und am Nordrand erscheint das helvetische System, darüber folgt das lepontinische und zu oberst liegt das ostalpine.“ Das starke

Zurücktreten der westalpinen Gesteine in den Ostalpen und umgekehrt findet darin seinen Grund, daß in den niedrigen Ostalpen die helvetischen Decken größtenteils unter den ostalpinen verborgen liegen, während in den höher aufragenden Westalpen die ostalpinen Gesteine weitgehend durch Denudation entfernt sind. Die Grenze zwischen West- und Ostalpen (Rheinlinie) ist eine Denudationslinie, welche das rasche Absinken des helvetisch-lepontinischen Sockelgebirges unter das ostalpine Deckensystem markiert. Bei der tektonischen Analyse der Ostalpen wird von den südlich des Gailflusses gelegenen Dinariden (südlichen Kalkalpen) abgesehen, welche im Gegensatz zu den Alpen von südwärts gerichteten Falten und Überschiebungen beherrscht werden und deshalb wie auch wegen ihrer eigenartigen Gesteinsfazies den Rang eines selbständigen Gebirgssystemes einnehmen.

Als östliche Fortsetzung der helvetischen Zone des Säntis (Glarner Decke) wird die ostalpine Flyschzone betrachtet, welche im Bregenzer Wald aus echt helvetischen Gesteinen besteht. Weiter ostwärts (bis Mattsee) bilden die letzteren nur mehr einen schmalen, am Außenrand der Sandsteinzone gelegenen Streifen, welcher von Bayern bis Niederösterreich von der mit Eocänbildungen verknüpften Zone der Inoceramenmergel als einer höheren Teildecke überlagert wird. Über derselben erscheint östlich vom Traisental als höchste helvetische Schuppe eine Flyschregion, in deren Liegendem zwischen Stollberg und Wien Tithon- und Neocomaptychenkalke hervorkommen. Diese Teildecken verraten bereits eine unverkennbare Verwandtschaft mit den beskidischen Decken der Karpathen.

Zum lepontinischen Deckensystem gehören neben einigen kleinen Schubfetzen im Algäu die von Gmunden bis Wien reichende ostalpine Klippenzone, welche stellenweise mehrere Kilometer breit wird und durch ihre Zusammensetzung (besonders durch die oberjurassischen und neocomen Hornsteinkalke und Radiolarite und die Posidonienschiefer), und ihre Tektonik aufs lebhafteste an die pieninische Klippenzone der Karpathen erinnert. Im *Zoophycus*-Dogger von St. Veit, dem Oberjura von Waidhofen und den Grestener Schichten zeigt sie deutliche Anklänge an die westalpine Préalpeszone, durch einige Vorkommnisse von basischen Eruptivgesteinen an STEINMANN's rhätische Decke. Wahrscheinlich wird es daher mit der Zeit gelingen, das lepontinisch-pieninische Deckensystem der Ostalpen in zwei oder mehrere Schuppen zu zerlegen.

Diesem normalen lepontinischen System am Außenrande der nördlichen Kalkalpen sollen als metamorphe Äquivalente die Gesteine des Unterengadiner- und großen Tauernfensters sowie des Semmeringgebietes in der sogen. Zentralzone der Alpen entsprechen.

Im elliptischen Unterengadinerfenster treten unterhalb der kristallinen Schiefer und der Kalke der ostalpinen Decke die lepontinischen Bündner Schiefer zutage. Es handelt sich dabei hauptsächlich um schwach metamorphe Flyschbildungen, in deren Hangendem Schubfetzen verschiedener permisch-mesozoischer Sedimente und von Grünsteinen erscheinen.

Das große Tauernfenster, welches vom Brenner bis zum Katschberg reicht, läßt eine kuppelförmige Zwiebelschalenstruktur erkennen, indem in seiner Mitte das sogen. Zentralgneis- und -granitmassiv auftaucht, über welches sich ringsum die mehr oder minder metamorphe Schieferhülle legt. Der ältere Teil derselben besteht vorwiegend aus Glimmerschiefern, der jüngere Teil, welcher vermutlich der Trias und den Bündner Schiefern der Westalpen entspricht, beginnt mit Quarziten, Verrucano, Dolomit- und Kalkmarmoren (Angertalmarmor, Hochstegenkalk), auf welche Kalkphyllite und Glimmerschiefer in Wechsellagerung mit Grünschiefern folgen. Zu dem die hochlepontinische Schieferhülle darstellenden Tauerndeckensystem gehören die Klammkalkzone (Liechtenstein- und Kitzlochklamm), die Diploporendolomite von Krimml sowie die großen Decken des Brenners und der Radstädter Tauern mit ihren Sericitquarziten, Gyroporellendolomiten, Pyritschiefern und Juramarmoren.

Alle diese lepontinischen Zonen stellen nordwärts überschlagene Tauchdecken dar, welche im Süden des Zentralgneises ihre Wurzeln haben.

Im Semmeringgebiete werden die Tauerndecken durch die mesozoischen Bildungen des Semmerings, gewisse Porphyrgranite und Glimmerschiefer und die Gesteine des Wechselmassivs repräsentiert, während die tiefere lepontinische Serie der Schieferhülle daselbst noch nicht nachgewiesen werden konnte.

Den mit kristallinen Kalken, Amphiboliten und Pegmatiten verbundenen Gneisen und granatführenden Glimmerschiefern, welche im Süden auf der Wurzelzone des Tauernsystems ruhen, entsprechen die über den überschobenen Tauerndecken im Norden folgenden Gneise und granatführenden Glimmerschiefer des Ötztaler Deckenmassivs, die Gneise der Schladminger Masse und die Pinzgauer Phyllite. Sie bilden die als „kristalline Zentralzone“ im Inneren der Alpen zurückgebliebene Basis (den Kern) der bei der Überfaltung weiter nordwärts vorgedrungenen Kalkalpenzone. Auf diesen alten, kristallinen Deckengesteinen finden sich das ostalpine Mesozoicum der Ortler- und Unterengadinregion, das Paläozoicum von Murau und Graz, das Carbon der Stangalpe und des Eisenhutes bei Turrach, die Gosaumulde der Kainach sowie das Mesozoicum und Alttertiär von Eberstein und St. Paul in Kärnten aufgelagert.

Die im Norden an die alten Gneise und Pinzgauer Phyllite angeschlossene Grauwackenzone scheint zwischen Kitzbühl und Dienten, sowie zwischen dem oberen Ennstal und dem Semmering eine Gliederung in zwei Partien aufzuweisen; die untere besteht aus Phylliten, Quarziten, teilweise in Magnesit umgewandelten marinen Carbonkalk, terrestrischen Carbonschichten (Konglomeraten, Sandsteinen, pflanzen- und graphitführenden Schiefern), isolierten Serpentinstöcken, Porphyroiden (? Perm) und vereinzelten Werfener Schiefern, während die obere Partie von erzreichen und fossilführenden Silur- und Devonkalken, -dolomiten und -schiefern zusammengesetzt wird.

Der Grauwackenzone ist mit einem Grundkonglomerate als oberster Teil des ostalpinen Deckensystems die nördliche Kalkalpenzone aufgelagert, welche wiederum in mehrere aufeinanderfolgende Teildecken (bayrische, Hallstätter- und Dachsteindecke) zerlegt werden kann. Als ihre Wurzelregion muß das zwischen dem Südrand des Bacher und Sillian gelegene und durch eine nordalpine Fazies ausgezeichnete Gailtaler Kalkgebirge aufgefaßt werden, als dessen westliche Fortsetzung Fetzen von Trias und Lias bei Brunneck, Mauls und am Penserjoche erscheinen.

Der an zweiter Stelle genannten Publikation Uhlig's, welche die Ausführungen der ersten in etwas erweiterter Form wiedergibt, ist ein schematisches Profil beigegeben. Dasselbe erstreckt sich von den Dinariden über Hochalmmassiv und Dachstein bis zur bojischen Masse und erleichtert das Verständnis der interessanten Studie wesentlich. **F. Trauth.**

F. Becke: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. (Sitz.-Ber. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. **118**. 1909. 1045—1072. Kartenskizze, Ansichten, 2 Profile.)

Diese Untersuchungen sind als die Fortsetzungen von früheren aus dem gleichen Gebiet zu betrachten. (Vergl. dies. Jahrb. 1910. I. -411-.)

Es liegen im Gebiet des Silberecks in hochkristallinen Glimmerschiefern Marmore (Hochstegenkalk), welche Verf. vom Mur- und obersten Liesertal bis ins Maltatal verfolgt hat. Da diese Marmore auch im Zentralgneis schwimmend beobachtet wurden, so sieht sich Verf. vor folgende Alternative gestellt: „Will man das mesozoische Alter des Hochstegenkalkes vertreten, so muß man die Intrusion des Zentralgneises in die Zeit nach dem Mesozoicum verlegen. Hält man aber den Zentralgneis und seine Intrusion für alt, so muß es auch der Marmor der Silbereckscholle und der Hochstegenkalk sein.“ (Vergl. das folgende Ref. über Steinmann p. -424- dies. Heft.)

Der zweite Teil dieser Studie beschäftigt sich mit der Schieferhülle. In anormalem Kontakt liegt auf den Schiefern, die den Zentralgneis umsäumen, der Biotitglimmerschiefer des Stubbeck. Er übergibt die liegenden Katschbergschiefer, welche als Reste oder Wurzeln der Schladminger Deckmasse angesehen werden. Die Katschbergschiefer selbst liegen überschoben auf den Phylliten mit Grünschiefern und Serpentinen, welche hier als über den alten Schiefern des Zentralgneismassives konkordant lagern. (Rhätische Decke vergl. das folgende Ref.)

Der Ausstrich der Überschiebungsfläche zwischen liegenden Phylliten, Grünschiefern, Serpentinen einerseits und hangenden Katschbergschiefern anderseits wird Tschaneklinie genannt, während die Katschberglinie Uhlig's den Ausstrich Überschiebungsfläche der Katschbergschiefer auf die liegenden Phyllite bezeichnet.

Für ehemalige Gneise, welche infolge tektonischer Vorgänge eine rückschreitende Metamorphose und damit einen phyllitähnlichen Habitus erreicht haben, wird der Name diaphthoriter Gneis gebraucht. (Vergl. 1909. Min.-petr. Mitt. 28. Vortrag über Diaphthorite in Wiener Mineral. Ges.) Eine Kartenskizze und zwei Profile veranschaulichen die beschriebenen Verhältnisse.

Das Resultat dieser Begehungen (vergl. dies. Jahrb. 1909. II. -420-) bildet eine Bestätigung der TERMIER'schen Ostalpensynthese und es zeigt sich immer mehr, daß ein Verständnis der Ostalpen nur unter Annahme der Deckentheorie möglich ist. **Welter.**

G. Steinmann: Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes. (Mitt. geol. Ges. Wien 1910. Heft 1, 2. 285—300. 2 Profile.)

Verf. erläutert die geologischen Beziehungen zwischen den lepontinischen Decken Graubündens und denen des Tauernfensters. In Graubünden folgt über dem Bündner Schiefer die Klippendecke mit den charakteristischen Tithonkalken, dann die Brecciendecke und die rhätische Decke, für welche ophiolithische Eruptiva und radiolaritführende Schiefer bezeichnend sind. Den Hochstegenkalk im Tauernfenster hat TERMIER seinerzeit als Trias angesprochen, Verf. hält ihn aus folgenden Gründen für das tektonische und stratigraphische Äquivalent des Tithonkalkes der Klippendecke in Graubünden. Der Hochstegenkalk ist das jüngste Schichtglied einer Schichtenfolge, welche aus Kristallin, paläozoischen Grenzschiefern, triassischen gelben Dolomiten, Marmoren und Rauhwacken und Hochstegenkalk besteht.

Der Hochstegenkalk wird nie von den Serpentinen durchsetzt, welche die hangenden Schiefer durchschwärmen, wodurch seine selbständige tektonische Stellung bewiesen wird und diese ist hier die gleiche wie die des Sulzfluhkalkes in Graubünden.

Schließlich hat Verf. an der Postalpe einen Quarznetzmarmor beobachtet, den er als Äquivalent der Falknisbreccie aufgefaßt haben will. Für die lastenden Phyllite mit ihren Grünschiefern und Ophiolithen ergibt sich dann von selbst die Zurechnung zur rhätischen Decke. Die rhätische Decke im Tauernfenster hat dann dieselbe tektonische Stellung wie in Graubünden, nämlich unter den ostalpinen Decken (Tribulaundecke) und über den Klippendecken (Hochstegenkalk). Nur wäre ihre Fazies insofern von der Graubündener verschieden, als es nicht zur Bildung von Radiolariengesteinen gekommen zu sein scheint. Ein wichtiger Unterschied ist ferner, daß im Tauernfenster eine Brecciendecke bis jetzt nicht nachgewiesen ist, daß also deren West—Ost-Ausdehnung vom Chablais nur bis nach Graubünden reicht, jedenfalls nicht bis zum Brenner.

Wir haben als folgendes Schema [Ref.]:

	Graubünden		Tauernfenster
Untere ostalpine Decke	Decke der Splügener Kalkberge Piz Gurschus (Schams) Parpaner Zwischenstück Plessurgebirge	Ostalpine Trias mit Kristallin	Untere Tribulaundecke: Lias (ostalpin), Trias (ostalpin), Gneis
Rhätische Decke	Cenomanbreccie Phyllite mit Grünschiefern, Ophiolithen, Radiolariten. Rauhwacke [Piz Curver Schams] Röthidolomit [Piz Curver Schams] Kristallin	Kreide Trias	Phyllite mit Grünschiefern u. Ophiolithen Kristallin
Breccien-decke	Reich gegliederte Schichtenfolge im Schams	Kreide bis Trias Kristallin	Nicht entwickelt
Obere Klippen-decke	Schams: Falknisbreccie Schiefer mit Belemniten Rauhwacke, Dolomite Kristallin	Tithon Lias Trias	Quarznetzmarmor? Postalpe
Untere Klippen-decke	Schams: Korallenkalk Schiefer mit Belemniten Rauhwacke, Dolomite Kristallin	Tithon Lias Trias	Hochstegenkalk Quarzite Gelbe röhtiartige Dolomite und Rauhwacken Kristallin
	Basaler Bündner Schiefer		Nicht entwickelt

Damit dürfte die Parallelisierung Graubündens mit dem Tauernfenster vollzogen sein und die Fensternatur der Tauern begründeten Zweifeln nicht mehr begegnen.

Ein scheinbarer Widerspruch liegt nur in der Annahme Becke's (vergl. das vorhergehende Ref. p. -423-), es müßten Hochstegenkalk und Intrusion des Zentralgneises gleichalterig sein. Verf. weist darauf hin,

daß man seit langem analoge Verhältnissse am G'stellihorn kennt, wo auch abgerissene Fetzen des Juramarmors im alten Gneis schwimmen, so daß für die gleichartigen Verhältnisse am Zentralgneis der Tauern auch noch diese dritte Möglichkeit neben den beiden Becke's besteht.

Dann wendet sich Verf. der Abgrenzung des Begriffs „ostalpin" zu. E. Suess hat bekanntlich zu seiner lepontinischen Fazies die diploporenführenden Triasdolomite der Splügener Kalkberge und der Tauerndecken zugezogen. Nach dem Verf. zieht man die Grenze zwischen ostalpin und lepontinisch am besten da, wo die Schlammfazies aufhört und die rein kalkige oder dolomitische Trias der Ostalpen beginnt, also gerade über der rhätischen Decke. Somit fallen die Tauerndecken Uhlig's und die Splügener Kalkberge nicht mehr der lepontinischen Fazies zu, sondern der ostalpinen; die lepontinische schließt mit der rhätischen Decke.

Welter.

J. Blaas: Aus dem Marauner Tal. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. No. 14. 330—312.)

Verf. beschreibt aus einem Seitental des Ultentals in Südtirol ein Vorkommen von Dolomiten, Tonschiefern, welche unter den Porphyren der Dinariden liegen. Es handelt sich wahrscheinlich um eine Überschiebung der Dinariden über die ostalpine Decke. **Welter.**

M. Schlosser: Zur Geologie des Unterinntales. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1909. **59**. 3. u. 4. Heft. 525—574.)

Verf. liefert eine stratigraphische Studie, welche mit großer Sorgfalt ausgeführt zu sein scheint und manche wertvolle Korrektur alter unzutreffender Angaben und vieles Neue bringt.

Verf. bespricht Lias, und zwar mittleren Lias mit Brachiopoden, und Lias ε mit *P. Bronni* und *H. lythense*. Neocom mit reicher Cephalopodenfazies von Hinterthiersee und Seebi. Die Cenomanablagerungen, ebenso wie die des Senons, beginnen mit Breccien aus den angrenzenden Trias- und Juragesteinen, woraus die unmittelbare Nähe der Küste hervorgeht. Die Fauna des Cenomans trägt einen nordalpinen Charakter (Regensburg), nur die Inoceramen weisen auf Südfrankreich. „Die Actäonellen, Glauconien und andere Gosaubivalven wurzeln anscheinend im Cenoman von Syrien (Libanon)." Die untersenone Gosaufauna steht mit der sächsisch-böhmischen in engem Zusammenhang. Im Obersenon dringt das Meer weiter nach Süden, doch hat stets zur Keidezeit das tiefere Meer im Norden gelegen. Von besonderem Interesse ist, daß unterhalb Kufstein Eiberger Zementmergel in Verbindung mit Gosauablagerungen vorhanden sind.

Das Tertiär gliedert sich in:

Unter-oligocän	Oberaudorf	Häring Zementmergel
Ober-eocän	Konglomerate Kalke mit *Maretia* „ „ Nummuliten	Pflanzenschichten und Kohlen Mergel mit *Aporrhais, Actaeon* Kalke mit Nummuliten, Korallen, Konglomerate

Jüngere pflanzenführende Ablagerungen fanden sich bei Hermannsquelle und vertreten wahrscheinlich das Aquitanien, oder aber schon das U. Miocän.

Im Unterinntal nimmt Verf. mit Penck an, daß nach der Würmeiszeit die Gletscher nochmal vorgedrungen seien, dagegen glaubt er im Gegensatz zu diesem Forscher annehmen zu können, daß das Inntal durch tektonische Vorgänge vorgebildet sei.

Ab und zu hat Verf. auch einige abfällige Bemerkungen über die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen eingeflochten. Leider werden sie aber nicht durch Karten und Profile unterstützt, so daß den tektonischen Ausführungen des Verfassers nicht derselbe Wert zuerkannt werden kann, den die genauen stratigraphischen Ausführungen in hohem Masse besitzen.

Der Schluß der Abhandlung ist der Kaiserhöhle im Kaisertal bei Kufstein gewidmet, welche eine reiche Ausbeute an Rind, Schaf, Schwein, Höhlenbär (200 Exemplare), Höhlenlöwe, Ren usw. ergab. Die Menschenspuren weisen auf die Bronzezeit. **Welter.**

Hermann Vetters: Beiträge zur Geologie des Zjargebirges und des angrenzenden Teiles der Mala Magura in Oberungarn. (Denkschr. d. Math.-naturw. Kl. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. **85.** 1909.)

In prägnanter Weise zeigt der Autor an der Hand dreier, der Arbeit beigegebener Karten (tektonische Übersichtskarte 1 : 200 000, Spezialkarte 1 : 75 000, Detailkarte der Region stärkster Faltung 1 : 25 000) sowie zweier Profiltafeln nebst zahlreichen Illustrationen den Verlauf und das gegenseitige Verhältnis der tektonischen Elemente des Gebirges: ein präpermischer, kristalliner Zentralkern, im Nordwesten und Süden eingesäumt von permisch-mesozoischen Sedimenten in subtatrischer Ausbildung — hochtatrische Bildungen konnten nirgends nachgewiesen werden. Im Nordwesten ist die Region der intensivsten Faltung. Vetters unterscheidet darin drei Antiklinalen, denen ebensoviel Synklinalen entsprechen. Schritt für Schritt erläutert er den Zusammenhang dieser tektonischen Elemente und zeigt, wie sich bei örtlich gesteigerter Faltungsintensität einzelne Stirnteile der mittleren und äußeren Antiklinen (A_2 und A_3) nach SO. gegen den Zentralkern hin zentripetal vorschoben und nunmehr flach auf dem Jura der inneren Synklinen aufruhen (Višehrad, Wolfsberg). Ja selbst

Synklinen bilden Überschiebungslappen. Ein solcher, bestehend aus den vereinigten Synklinen 1 und 2 ist auf die innere Antikline aufgeschoben (Gegend nördlich vom Wolfsberg).

Die drei Antiklinen und ihre Synklinen vereinigen sich an der Nordostecke des Zjargebirges. Die mittlere Antikline verschwindet bereits nördlich vom Wolfsberg unter dem Überschiebungslappen der vorher genannten Synklinen. Die äußerste Synkline setzt sich ohne Komplikation nach NO. bis ans Ende des Gebirges fort, der neu auftauchende Triaskalk und Dolomit bildet im äußersten Nordosten eine beiderseits gleichmäßig abfallende Aufwölbung (Polerjeka-Tychanowatal). Diese erscheint jedoch schon wenig über 1 km weiter gegen das Innere des Gebirges zu als eine gegen SO. und SSO. überschlagene liegende Falte (Tlsty vrh) und in der Gegend von Windisch-Proben (Tót Vróna) als Überschiebungslappen (Dubova, Mihansko), unter der die erste und dritte Antikline untertauchen. Diese ebenfalls gegen innen vorgeschobene Antiklinalkappe stellt Vetters als Antikline 4 den erstgenannten drei Hauptfalten gegenüber.

Die schmale mesozoische Scholle an der Südseite der Zjar erscheint ebenfalls gegen den Zentralkern, also gegen Norden angepreßt und aufgeschoben. Vetters konstruiert gleich Uhlig (Bau und Bild der Karpathen) auf Grund des Streichens dieser Scholle sowie isolierter Denudationsrelikte eine ehemalige kontinuierliche Verbindung der subtatrischen Bildungen an der Westseite des Zentralkernes.

Einen ganz analogen Bau zeigt die mesozoische Randzone an der Nordostseite der benachbarten Mala Magura; Vetters unterscheidet hier zwei gegen den kristallinen Kern überschlagene Antiklinen von Triasdolomit, deren äußere gleich der äußeren Antikline des Zjar wieder in eine von Keuper, Kössener und Lias-Juraschichten gebildete Synkline übergeht, über der konkordant die Neocomfleckenmergel der Austönungszone folgen. Möglicherweise tritt in der Magura auch eine hochtatrische Antikline auf, da über dem Permquarzit der inneren Antikline stellenweise dunkle Kalke und Mergel sichtbar werden, die den Grestener Schichten angehören dürften, doch könnte es sich auch um eine verdrückte subtatrische Antikline handeln, bei der die Trias vollkommen ausgewalzt ist.

Wie das Zjargebirge bei Windisch-Proben, weist auch die Magura einen kurzen, schmalen Innenflügel des subtatrischen Mesozoicums auf, der an seinem Südende zu einer Breccie zermalmt ist (Gajdell).

Die Absenkungszonen zwischen Zjar, Mala Magura und Minčov erfüllen Neocomfleckenmergel und Chocsdolomit. Die ersteren sind intensiv gefaltet und gestaucht, während der letztere in Form von dicken, nur wenig geneigten, zerbrochenen und geklüfteten Tafeln daraufliegt. Das Verhältnis dieser Absenkungszonen (Vetters vermeidet die hier unpassende Bezeichnung „Austönungszone“) bietet dem Autor den Ausgangspunkt für eine Erklärung der Tektonik. Nach der auch von Uhlig vertretenen Ansicht hängen die einzelnen Zentralmassive in der Tiefe miteinander zusammen (hochtatrische Decke Uhlig's). Die Kerngebirge sind Stellen lokaler Aufwölbung dieses kristallinen Untergrundes — nach

Vetters eine Folge des durch Granitintrusionen bedingten größeren Widerstandes gegen die Faltung — teilweise oder ganz bedeckt von permisch-mesozoischen Bildungen. Bei der Zusammenschiebung der Kerngebirge, die gleichzeitig oder aber wahrscheinlich kurz nach der Hauptfaltung erfolgte, wurden die weichen Neocomfleckenmergel der Mulden intensiv gefaltet, während die starren Massen des Chocsdolomits durch ihre Unnachgiebigkeit den seitlichen Druck verstärkten, der sich dann in den Überschiebungen innerhalb der permisch-mesozoischen Serie auslöste. Alle Überschiebungen blicken gleichsinnig gegen SO., der Chocsdolomit selbst erscheint in dieser Richtung gegen den Zjar vorgeschoben.

Im ganzen Bogen der Kerngebirge findet sich keine Stelle, wo diese so sehr einander genähert sind, wo die sie trennenden Neocommulden so sehr verfaltet und zusammengepreßt sind, wie in der Gegend von Suchi-Mala Magura, Zjar und Minčov-Fatra Krivan. Auffällig ist bei den genannten Gebirgen vor allem auch die ausgesprochene, gegen Norden konvexe Bogenform. Äußere und innere Kerngebirgsreihe sind einander dermaßen genähert, daß Zweifel über die Zugehörigkeit des Zjar zu einer dieser Reihen entstanden sind. Vetters entscheidet sich zur Einteilung des Zjar in die innere Reihe und erklärt die eben genannten auffälligen Erscheinungen durch Annahme einer Schaarung, auf deren Ursache er jedoch nicht näher eingeht.

Ein kurzes Kapitel ist den jungen Becken gewidmet, dem Turóczer Kessel und Deutsch-Probener Becken. Beide sind Senkungsgebiete, deren Anlage bereits in voreocäner Zeit zu suchen ist (so auch bei Uhlig, Geologie des Fatra Krivan-Gebirges). Die Hauptsenkungsperiode ist nacheocän. Stellenweise ist ein flaches Abfallen der Tertiärbildungen (Oligocän und Miocän) vom Gebirge zu konstatieren. Jungtertiäre Ablagerungen finden sich noch in 400 m Höhe. Der Wasserspiegel des pliocänen Sees stand jedoch wesentlich höher, da deutliche Terrassen mit stellenweise noch erhaltenen Konglomeraten bis etwa 800 m und vielleicht darüber zu beobachten sind. Die beiden Kessel standen somit über das Zjargebirge hinweg miteinander in unmittelbarer Verbindung. Der Abfluß beider erfolgte erst allmählich gegen das Neutraer Becken; nach ihrer Trennung scheint im Turóczer Becken eine sehr rasche Entleerung nach Norden (Waagdurchbruch) stattgefunden zu haben, wie Vetters aus der geringeren Ausräumung dieses Beckens schließt.

In einer Fußnote wendet sich der Autor gegen die Ansicht Sawicki's (Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen. Mitteil. d. geol. Ges. Wien II), daß das Turóczbecken erst in nachsarmatischer Zeit zur heutigen Tiefe niedergesunken sei, mit dem Hinweis auf das Vorkommen von Nummulitenkonglomerat im Turócz- und Neutraer Becken und marines Altmiocän.

Eine präzise Zusammenfassung aller stratigraphischen, tektonischen und morphologischen Ergebnisse bildet das Schlußkapitel. Von den stratigraphischen Neuerungen sei hier besonders erwähnt, daß der bisher

für Tithon gehaltene helle Višehradkalk von VETTERS auf Grund der Lagerungsverhältnisse sowie undeutlicher Encrinitenreste als Mitteltrias erkannt wurde.

Im Text der Zjararbeit ist die Stellungnahme des Autors zu der neuen Überfaltungshypothese, wie sie UHLIG in seiner Tektonik der Karpathen (Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Wien 1907) aufgestellt hat, nicht mit Sicherheit zu ersehen. Die Profile jedoch zeigen, daß er auf jenem Standpunkt beharrt, der die Grundlage der älteren UHLIG'schen Darstellungen (Geologie des Tatragebirges, Fatra Krivan etc., Bau und Bild der Karpathen) sowie seiner eigenen Arbeiten in den Kleinen Karpathen (BECK und VETTERS, Zur Geologie der Kleinen Karpathen) gebildet hat.

Er zeichnet den kristallinen Zentralkern als den Kern der inneren subtatrischen Antiklinen, sowohl im Zjar wie in der Mala Magura, während ihn UHLIG gegenwärtig als hochtatrisches Fenster in der subtatrischen Tauchdecke anspricht. Im Zjargebirge selbst würde nach den Angaben von VETTERS kein besonderer Grund vorliegen, diese Deutung abzulehnen, ebensowenig aber auch sie anzunehmen. Die subtatrischen Falten wären dann als „verkehrt eintauchende und in der Tiefe geschlossene Deckenstirnen" aufzufassen.

Die Kerngebirge sind eben im allgemeinen zu niedrig und räumlich zu sehr beschränkt, um Beweise nach irgend einer Richtung zu liefern. Wichtiger scheint uns für die Frage einer allgemeinen Deckenstruktur jenes schon von LUGEON als „le point le plus délicat de la géologie des Karpathes" bezeichnete Verhalten des innerkarpathischen Eocän sowie das Verhältnis von Kerngebirgs- und Klippenzone, das trotz der übersichtlichen Darstellung in UHLIG's Tektonik der Karpathen noch nicht in allen Punkten genügend geklärt erscheint (Inovetz-Trentschiner Klippen. Siehe UHLIG, Bau und Bild der Karpathen. p. 96 u. 138). **H. Beck.**

W. T. Lee: Geologic Reconnaissance of a Part of Western Arizona. (Bull. U. St. Geol. Survey. **352**. Washington 1908. 96 p.)

Das hier behandelte Gebiet liegt zwischen der sogen. Plateau- und der Desertregion Arizonas und ist hinsichtlich seines geologischen Baues noch sehr unbekannt. Die Gebirgszüge, deren Aufbau und Charakter der Reihe nach geschildert werden, verlaufen im allgemeinen parallel zum Rande des Colorado-Plateaus und werden immer niedriger und voneinander isolierter, je weiter man sich von diesem entfernt. Die geologische Entwicklung ist nicht leicht zu entziffern, da die meisten Sedimentärgesteine mit Ausnahme der paläozoischen bisher keine Fossilien geliefert haben. Die präcambrischen Gesteine, die im Gebiet des Gran Cañon in so weiter Verbreitung vorkommen, sind auch hier noch in einzelnen Resten erhalten, besonders im S. des Williams River. Vor der cambrischen Periode, die durch Sandsteine und Schiefer repräsentiert wird, geschah eine vollständige

subaerile Einebnung. Ordovicische, silurische und devonische Sedimente sind noch nicht festgestellt worden, dagegen sind carbonische und mesozoische nachgewiesen, letztere im O. des Plateaurandes, so daß die Wahrscheinlichkeit besteht, daß sie sich früher viel weiter nach W. hin erstreckten. Im Eocän wurden die sämtlichen älteren Formationen durch die Denudation entfernt, daneben gingen Eruptionen von Andesit vor sich. Im mittleren Tertiär bildete sich nach einer Hebung eine Peneplain, die Mohavepeneplain, aus, gleichzeitig entstand der Grand Wash-Bruch mit einer Sprunghöhe von über 1000 m. Etwa in derselben Zeit erfolgte die Ablagerung der Greggskonglomerate, die den Grand Wash-Trog erfüllen und aus etwa 400—500 m mächtigen groben Konglomeratbildungen bestehen, und der Ausbruch von Rhyolithen und jüngeren Andesiten. Wahrscheinlich im Pliocän geschah die Ausbildung des breiten und tiefen Detrital-Sacramentotales, das sich von Süd-Nevada bis zum Williams River hinzieht; es liegt in einem stark verworfenen und verbogenen Gebiet, ist aber doch in der Hauptsache durch einen früheren Flußlauf, vielleicht den Colorado, geschaffen. Erst im Quartär erfolgte die Hebung des Plateaus im O. und damit das Einschneiden des Colorado River, ein gewaltiger Lavastrom, der sich in das Sacramentotal ergoß, bewirkte eine Aufschüttungsperiode der Flüsse und die Bildung des Temple-Bar-Konglomerates. Der Colorado selbst wie auch andere Flüsse wurden gezwungen, ihr Bett zu verlegen, und jener bildete sich seinen heutigen Lauf zwischen dem Boulder Cañon und dem Williams River aus. Eine neue Hebung leitete darauf auch eine neue Erosionsperiode ein; die Flüsse, die nicht abgelenkt worden waren, schnitten wieder in ihr altes Tal ein, die abgelenkten arbeiteten neue Täler aus. Die Schnelligkeit des Einschneidens wird durch den mehrere hundert Meter hohen, fast senkrechten Abfall der Temple-Bar-Konglomerate angezeigt. Aus unbekannten Gründen trat dann wiederum eine Aufschüttungsperiode ein, der eine dritte Erosionsperiode folgte, aus der das Cottonwood Valley, Pyramid-, Mohave- und Chocolate Cañon stammen. Die Gegenwart ist eine Zeit der Aufschüttung und Ausbildung von Talauen.

In einem Anhang behandelt Albert Johannsen noch ausführlich die Eruptivgesteine des betrachteten Gebietes. **A. Rühl.**

Hammer, W.: Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. III. Über das Vorkommen von Trias und Jura im unteren Rojuntal. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 64—68. 2 Fig.)

Götzinger, G.: Weitere geologische Beobachtungen im Tertiär und Quartär des subbeskidischen Vorlandes in Ostschlesien. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 69—89. 7 Fig.)

Trener, G. B.: Über das Alter der Adamello-Eruptivmasse. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 91—115. 4 Fig.)

Richarz, St.: Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Umgebung von Aspang am Wechsel. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 116—118.)

Dreger, J.: Geologische Beobachtungen an den Randgebirgen des Drautales östlich von Klagenfurt. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 119—123. 1 Fig.)

Heritsch, F.: Geologische Studien in der „Grauwackenzone" der nordöstlichen Alpen. II. (Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. 1909. 21 p. 4 Fig.)

Koert, W. und Tornau, F.: Zur Geologie und Hydrologie von Daressalam und Tanga (Deutsch-Ostafrika). (Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 63. 1910. 77 p. 10 Taf.)

Lundbohm, H.: Sketch of the geology of the Kiruna district. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 751—788. Taf. 33—34.)

Holmquist, P. J.: The archean geology of the coast regions of Stockholm. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 789—912. Taf. 35—38.)

— Die Hochgebirgsbildungen am Torneträsk in Lappland. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 913—984. Taf. 39.)

Högbom, A. G., A. Gavelin, H. Hedström: Excursions in the archean of southern Sweden. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 985—1050. Taf. 40—41.)

Nielsen, K. B.: Om det i Köbenhavns Havn ved Knippelsbro fundne yngste Danien. (Meddels. dansk. geol. Fören. **16**. 1910. 462—474.)

Nathorst, A. G.: Beiträge zur Geologie der Bäreninsel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes. (Bull. geol. Inst. Upsala. **10**. 1910. 261—416. Taf. 14—15.)

Rekstad, J.: Geologiske iagttagelser fra ytre del af Salterfjord. (Norges geol. unders. Aarbog. 1910. **3**. 1—67. 4 Fig. 8 Taf.)

Adams, G. J.: Geological reconnaissance of Southwestern Luzon. (Philippine Journ. Sc. **5**. 1910. 57—116. 14 Taf.)

Hamberg, A.: Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 681—724. Taf. 30.)

Svenonius, F.: Erinringar till A. Hamberg's senaste föredneg om Sarektraktens geologi. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 1079—1092.)

Branner, J. C.: Bibliography of the geology, mineralogy and palaeontology of Brazil. (Bull. geol. Soc. America. **20**. 1910. 1—132.)

Ameghino, Fl.: Geologia, Palaeogeografia, Palaeontologia, Antropologia de la Republica Argentina. („La Nacion". 25 Mayo 1910. 27 p.)

Steuer, A.: Über Tertiär und Diluvium in den auf den Exkursionen des niederrheinischen geologischen Vereins vom 4. bis 8. April 1909 von Bingen aus besuchten Aufschlüssen. (Ber. niederrhein. geol. Ver. 1909. 23—41. Taf. 1—5.)

Dresser, J. A.: Geology of St. Bruno Mountain, province of Quebec. (Geol. Survey. Canada. 1910. Mem. No. 7. 33 p. 1 Fig. 3 Taf. 2 K.)

Turner, H. W.: Contribution to the geology of the Silver Creek quadrangle, Nevada. (Bull. geol. Soc. America. **20**. 1910. 223—264.)

Stratigraphie.

Allgemeines.

A. G. Nathorst: Carl v. Linné als Geolog. Jena 1909. 88 p. 2 Taf. 10 Fig.

Das Interesse, welches der Geologe dem Wirken des berühmten schwedischen Naturforschers entgegenbringt, pflegt nicht sehr groß zu sein. Es war zeitgemäß, bei dem Jubiläum, das in Upsala festlich begangen wurde, daran zu erinnern, daß Linné nicht nur manche wichtige Beobachtung auf geologischem Gebiet gemacht hat — getreu seiner Vorschrift, daß der Reisende es als seine Pflicht erachten muß, auf alles acht zu geben[1] —, sondern in gewissem Sinn auch zu den Begründern unserer Wissenschaft gerechnet werden muß. Nathorst hat sicher Recht in der Annahme, daß Werner die Linné'schen Ansichten über die strata telluris gekannt habe, die in der 12. Auflage des Systema naturae im 3. Bande (1768) niedergelegt sind und ebenso sicher ist ihm Bergman's „Physika beskrifning öfver jordklotet" zugänglich gewesen. Auch Zittel weist in seiner Geschichte der Geologie darauf hin und schon weit früher hat man dies gewußt und den Einfluß der genannten schwedischen Forscher auf die Werner'sche Lehre anerkannt. Die These: „Jede Wissenschaft erfordert ein festes Fundament und Linné war derjenige, der den ersten Grund zur stratigraphischen Geologie gelegt hat" trägt aber noch etwas den Abglanz festlich oratorischer Stimmung an sich. Wir wollen doch nicht vergessen, welchen Einfluß die glänzenden Darstellungen Buffon's auf der einen, die stille, in die Tiefe dringende Gelehrsamkeit und Lokalkenntnis Füchsel's und Lehmann's auf der anderen Seite auf Werner gehabt haben. Werner würde auch ohne Linné und Bergman seinen Weg gefunden haben, da er in sicherer Anlehnung an das ihm genau bekannte mitteldeutsche Gebiet vorging; ihm war ferner die stratigraphische Geologie ein Gegenstand ganz sekundärer Betrachtung, da sich ihm der Wert der Leitfossilien noch gar nicht erschlossen hatte. Werner's Größe lag auf dem Gebiet der Oryktognosie und Gesteinskunde, und wenn er der Vater der Geologie genannt wird, so liegt darin vor allem eine freudige Anerkennung seines persönlichen Wirkens als Lehrer. Die Begeisterung, die er seinen Schülern mitgab, war der Nährboden für die junge Geologie; die direkte Beziehung auf die Ansichten des Lehrers verwischt sich in den Schriften seiner Schüler, die ganz selbständige Wege gingen, mehr und mehr, und der Schatten Linné's reicht auch nicht entfernt mehr in diese Zeiten hinein.

Manche interessante Stelle aus Linné's Schriften wird von Nathorst mitgeteilt und wir können das Buch jedem empfehlen, der sich für die Geschichte

[1] „—jedoch nicht so, wie die einfältige Menge dies zu tun pflegt, sondern so, daß nichts seinem scharfen Blick und seiner gespannten Aufmerksamkeit entgeht". Instructio peregrinatoris. Upsala 1759.

der Geologie interessiert. Die Tafeln, auf denen LINNÉ die auffallendsten Muscheln der Strandterrasse von Uddevalla, den *Entomolithus paradoxus* und die *Corallia baltica* brachte, sind in Faksimile wiederholt. Von LINNÉ's *Entomolithus paradoxus (Paradoxides Tessini)* wird auch eine photographische Abbildung des Originals (im Museum von Kopenhagen) gegeben. **Koken.**

Lindemann, B.: Die Erde. Eine allgemein verständliche Geologie. Stuttgart 1910. Heft 1. 48 p. 46 Fig.

Schmid, B: Lehrbuch der Mineralogie und Geologie. II. Teil Geologie. 2. Aufl. Eßlingen 1910. 70 p. 29 Fig. 21 Taf. 1 Karte.

Steinmann, G.: Geologie und Paläontologie an den deutschen Hochschulen. (Geol. Rundschau. **1.** 1910. 42—49.)

Fricke: Bericht über die Arbeiten des Deutschen Ausschusses für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 291—292.)

Sinclair, W. J.: Independence of Stratigraphy and Palaeontology. (Popular Science Monthly. 1910. 589—591.)

Toula, F.: Jubiläumsschrift des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse. Wien 1910. 267 p.

Deninger, K.: Einige Bemerkungen über die Stratigraphie der Molukken und über den Wert paläontologischer Altersbestimmungen überhaupt. (Dies. Jahrb. 1910. II. 1—15)

Walther, J.: Lehrbuch der Geologie Deutschlands. Leipzig 1910. 374 p. 192 Fig. 1 Karte.

Madsen, V.: CARL CHRISTIAN GOTTSCHE †. (Meddel. dansk geol. Fören. **16.** 1910. 369—376. 1 Taf.)

Präcambrische Formation.

F. Slavik: Präcambrium im Flußgebiete Mies. (Anzeiger d. böhm. geogr. Ges. in Prag. XIII. Jahrg. 1907. 20 p. Böhmisch.)

Daß die sogenannten Příbramer Schiefer zum Präcambrium gehören, beweist einerseits die Diskordanz zwischen ihnen und dem Cambrium, anderseits das Vorkommen von kieselschiefrigen Geröllen und Bruchteile von Příbramer Schiefern in den cambrischen Konglomeraten des Brda-Gebirges. Mittelböhmische präcambrische Sedimente bestehen aus folgenden Gesteinen: 1. den dünnschichtigen Tonschiefern, 2. den Alaun- und Pyritschiefern, 3. den Grauwackenschiefern, Grauwacken und Quarzsandsteinen, 4. den Kieselschiefern, 5. mittelmäßig entwickelten Kalkschiefern. Das Streichen der präcambrischen Schichten läuft parallel mit der Achse des böhmischen Paläozoicums: SW.—NO. (bis WSW.—ONO.). Das Fallen ist meist NW. Im weiteren Verlaufe werden die orographischen und hydrographischen Verhältnisse des Gebietes behandelt. In Begleitung der prä-

cambrischen Sedimente treten folgende Eruptivgesteine auf: 1. Effusive Spilite, unter welcher Bezeichnung Verf. den ganzen Komplex von effusiven Eruptivgesteinen nach ihrem geologischen Zusammenhange zusammenfaßt, obwohl neben den typischen Spiliten auch verschiedene andere aus demselben Magma enstandene Diabasarten hierher gehören, als: feinkörnige Diabase, Labrador- und Augitporphyrite, Olivingesteine mit den Melaphyren verwandt, Mandelgesteine und Variolite. Spilite kommen entweder als eingeschaltete Schichten, welche mit den sedimentären Schichten wechseln, oder unter der Gestalt von Decken und Hügeln vor. Daß die Spilite ein präcambrisches Alter besitzen, beweisen die Gerölle der spilitischen Gesteine, welche Verf. einerseits in den Paradoxidenschiefern bei Tejřowitz, anderseits in präcambrischen Grauwackenschiefern zwischen Neu-Straschitz und Jivno fand. Einen weiteren Beleg bildet dafür der Fund Rosival's. 2. Pürglitz-Rokytzaner Eruptivzone, bestehend aus den Keratophyren und Quarzporphyren. Sie ist jünger als Cambrium. 3. Die Granite des mittelböhmischen Massivs; sie sind sichtbar jüngere Eruptivgesteine und weisen eine Verbindung mit den präcambrischen tektonischen Linien und mit Ganggesteinen auf. Neben diesen drei Hauptarten von Eruptivgesteinen kommen im Präcambrium selten auch Diorite, Melaphyre, körnige Diabase, Minetten u. a. vor.

B. Zahálka.

Högbom, A. G.: Precambrian geology of Sweden. (Bull. geol. Inst. Upsala. **10**. 1910. 1—80. Taf. I.)

Törnebohm, A. E.: Spår af fossil i skandinavisk algonk. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **31**. 1909 [1910]. 725—731.)

Cambrische Formation.

Jar. J. Jahn: Über das Jinecer Cambrium. (Anzeiger d. naturw. Klubs in Proßnitz [Mähren]. X. Jahrg. 1907. 15 p. 1 Tab. Böhmisch.)

In der Umgebung von Jinec, nördlich von Příbram in Böhmen, lagern auf den cambrischen Paradoxidenschiefern Konglomerate, Grauwacken und Sandsteine, welche lange als zu den Krušná-Hora-Schichten ($d_1\alpha$ des Untersilurs) gehörig betrachtet worden waren. Zum erstenmal äußerte Pošepný über die Lokalität unter dem Forsthause Hřebeny die Ansicht, daß die über den Paradoxidenschiefern liegenden Schichten Příbramer Schichten sind, daß sie infolgedessen älter sind als die Paradoxidenschiefer selbst, und daß sie in diese ungewöhnliche Lage durch die horizontale Verschiebung der Schichten gelangten. Zum gleichen Resultate über die vermeintlichen Krušná-Hora-Schichten gelangte eben-

falls Jahn an anderen Lokalitäten. Er konstatierte, daß die Schichten $d_1 \alpha$ in der Umgebung von Jinec nirgends direkt auf den Paradoxidenschiefern lagern, und daß die auf diesen ruhenden Schichten, die bisher als Krušná-Hora-Schichten gehalten worden waren, insgesamt als Třemošna-Konglomerate erwiesen worden sind, welche durch ein System von horizontalen Verwerfungen über die Paradoxidenschiefer geschoben wurden.

B. Zahálka.

Walcott, C. D.: Cambrian geology and palaeontology. II. Abrupt appearence of the cambrian fauna on the North American continent. (Smithonian miscell. coll. **57**. 1910. 1—16. 1 Karte.)

— Cambrian geology and palaeontology. Precambrian rocks of the Bow river valley, Alberta, Canada. Smithonian miscell. coll. **53**. 1910. 423—431. Taf. 45—47.)

Dale, T. N.: The cambrian conglomerate of Ripton in Vermont. (Amer. Journ. of Sc. **30**. 1910. 267—270.)

Silurische Formation.

J. V. Želizko: Untersilurische Fauna von Šárka bei Prag. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1907. p. 216—220.)

Verf. gibt eine Zusammenstellung von allen bisher nachgewiesenen Versteinerungen aus den untersilurischen Schichten der Zone D — $d_{1\gamma}$ (Kváň—Oseker Schichten) und zwar aus dem reichen Fundorte im Šárkatal am Abhange gegen Jenerálka bei Prag. Das Verzeichnis enthält im ganzen 90 Arten, welche teilweise in den Sammlungen des böhmischen Landesmuseums in Prag, teilweise in der privaten Sammlung des Herrn H. Schück daselbst verwahrt werden. **B. Zahálka.**

J. V. Želizko: Zur Paläontologie der untersilurischen Schichten in der Gegend zwischen Pilsen und Rokycan in Böhmen. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1907. p. 378—382.)

Ein Verzeichnis der Versteinerungen, welche Verf. gemeinsam mit Prof. C. Ritter v. Purkyně am neuen Fundorte bei Ejpovice im Bereiche von Barrande's Etage D $d_{1\gamma}$ fand. Im ganzen wurden 58 Arten nachgewiesen, und zwar 16 Trilobiten, 1 Phyllocaride, 3 Ostracoden, 1 Cirripedier, 2 Cephalopoden, 7 Brachiopoden, 4 Gasteropoden, 8 Hyolithen, 4 Conularien, 5 Lamellibranchiaten, 1 Crinoide, 3 Cystideen und 3 Graptolithen. Die gefundene Fauna stimmt mit den bisher für $d_{1\gamma}$ angeführten Arten bis auf einige für diese Zone neuen Arten überein. **B. Zahálka.**

J. V. Želízko: Geologisch-paläontologische Verhältnisse der nächsten Umgebung von Rožmităl. (Abh. d. böhm. Akad. Prag 1906. No. 42. 26 p. Mit 2 Taf. Deutsch. Resümee im Bullet. internat. ders. Akad.)

Der Autor, von Ad. Hofmann in Příbram auf das Vorkommen aufmerksam gemacht, untersuchte bei Voltuš, südwestlich von Rožmităl, den südlichsten, wahrscheinlich zur Ét. D — $d_{1\gamma}$ Barrande's gehörigen Ausläufer des böhmischen Silurs; derselbe grenzt an das mittelböhmische Granitmassiv, das hier in quarzdioritischer Randfazies entwickelt ist und Dioritapophysen in die benachbarten algonkischen Schiefer aussendet (petrographische Beschreibungen von F. Slavík).

Die gefundenen Fossilien werden ausführlich beschrieben und nach guten, von A. Hofmann gemachten Photographien auf zwei Tafeln abgebildet. Es sind:

I. Trilobiten. 1. * *Trinucleus Alfredi* Novák (manuscr.). 2. *Dionide formosa* Barr. 3. * *Phacops (Chasmops) bohemicus* Novák (manuscr.) 4. *Chasmops?* sp. 5. *Calymene?* sp. 6. *Dalmania?* sp.

II. Cephalopoden. 7. *Orthoceras* sp. 8. *Orthoceras* sp.

III. Brachiopoden. 9. * *Orthis Nováki* Žel. 10. * *O. Rozmitálensis* Žel. 11. * *Strophomena Barrandei* Žel. 12. * *St. Hofmanni* Žel. 13. *Strophomena* sp. 14. *Paterula bohemica* Barr. 15. *Discina* sp.

IV. Gastropoden. 16. *Oxydiscus (Cyrtodiscus)?* sp. 17. *Pleurotomaria* sp. 18. *Naticopsis?*

V. Pteropoden. 19. *Conularia exquisita* Barr. 20. *C. proteica* Barr. 21. *C.* cf. *proteica* Barr. 22. *Conularia* sp. 23. *Hyolithus* sp.

VI. Lamellibranchiaten. 24. *Modiolopsis* sp. 25. *Synek antiquus* Barr. 26. *Synek?* sp. 27. *Nucula* sp. 28. *Arca?* sp.

Die mit * bezeichneten Arten sind neu und werden nach den Beobachtungen des Autors beschrieben, zwei von den Namen sind Ottomar Novák's hinterlassenen Etiketten entnommen worden. **B. Zahálka.**

Lepsius, R.: Nochmals das Silur im Kellerwalde. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 456—458.)

Hedström, H.: The stratigraphy of the silurian strata of the Visby district. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 1455—1484. Taf. 56—61.)

Carbonische Formation.

F. Frech: Die bekannten Steinkohlenlager der Erde und der Zeitpunkt ihrer voraussichtlichen Erschöpfung. (Glückauf, Berg- u. Hüttenm. Zeitschr. 1910. 597—671.)

Unter dem Titel „Wann sind unsere Steinkohlenlager erschöpft“ hat Ref. vor etwa 10 Jahren eine Übersicht der seinerzeit bekannten Tatsachen

über den Kohlenvorrat der Erde und seine voraussichtliche Erschöpfung zu geben versucht[1] und diese Zusammenstellung vor kurzem wiederholt[2]. Es bedarf kaum der Begründung, wenn hervorgehoben wird, daß die neuere Zusammenfassung mit der früheren, vor einem Jahrzehnt gegebenen inhaltlich nur wenig gemein hat. Wenn auch hier und da die geologischen Unterlagen keine Erweiterung erfahren haben, so ist doch die Menge der neuen bergbaulichen, geologischen und nationalökonomischen Erfahrungen aus dem ersten Jahrzehnt des zwanzigsten Jahrhunderts sehr umfangreich,

Die Produktionszunahme des Kohlenbergbaus wird vor allem durch den Wechsel von Perioden industriellen Aufschwungs und Niedergangs beherrscht, wie sie der Anfang des zwanzigsten Jahrhunderts sah.

Die große, vor vier Jahren veröffentlichte Parlamentsenquete über den Steinkohlenvorrat Englands ist, wie alle dort gemachten Zusammenstellungen, wesentlich aus den Vernehmungen der Interessenten, d. h. der Bergwerksdirektoren und Bergingenieure hervorgegangen. Diese Befragung der Leiter von Aktiengesellschaften und der Bergwerksbesitzer selbst muß jedoch ein stark geschmeicheltes Bild des Kohlenvorrats ergeben. Denn die Angestellten würden ja geradezu dem Interesse ihrer Gesellschaften entgegenhandeln, wenn sie nicht die Aussichten auf die Nachhaltigkeit der Kohlenvorräte ihrer Gruben so günstig wie nur irgend möglich schilderten.

Es würde sich nun bei Zugrundelegung einer Jahresförderung von 280 Millionen t und der hohen, von der Kommission angenommenen Vorratmenge noch eine Förderungsdauer von 350 Jahren ergeben. Bei Annahme einer Steigerung bis auf 300 Millionen t Jahresförderung und der Greenwell'schen Schätzung von 86,5 Milliarden t Vorrat gelangen wir dagegen zu einer Lebensdauer des englischen Kohlenbergbaus von 290 Jahren (1882 hatte Greenwell die Erschöpfungszeit auf 276 Jahre, die Kommission von 1871 auf 376 Jahre angesetzt).

Die Angabe des Zeitpunktes der Erschöpfung hängt naturgemäß ab von den Vermutungen über die Steigerung oder die Abnahme der Produktion. Die 1905 von der Kommission eingesetzte Zahl von 600 Jahren rechnet mit einer sehr erheblichen Abnahme der Förderung und führt dadurch eine unrichtige Vorstellung in die ganze Rechnungslegung ein. Voraussagen über die Zeit der Erschöpfung sollen eigentlich nur der menschlichen Vorstellungskraft ein anschaulicheres Bild geben, als es die nackte Schätzung des Vorrats auf so und so viel Milliarden vermag.

Wägt man alle für die Kohlenförderung Englands wesentlichen Momente ab, so möchte Ref. glauben, daß ein Festhalten an seinen vor einem Jahrzehnt gegebenen Zahlen von 250—350 Jahren für England der Wahrheit immer noch näher kommt als die günstige Prophezeiung der Kommission, die mit 600 Jahren rechnen zu können glaubt.

---

[1] Wolf's Zeitschr. f. Sozialwissenschaft. 1900. 175—194.

[2] Die obige Arbeit ist ein kritisches Referat über eine sehr weit ausgedehnte Literatur, das Resümee des Referates daher etwas ausführlicher als gewöhnlich.

Die Änderungen, welche die Berechnung des Kohlenvorrats im Deutschen Reiche seit einem Jahrzehnt erfahren haben, beruhen im wesentlichen auf den Ergebnissen der gerade in diesem Zeitraum sehr lebhaften Tiefbohrtätigkeit im Norden und Osten des Ruhrreviers, im Gebiet Erkelenz—Brüggen, in der niederrheinischen Bucht und in Lothringen. Für die Beantwortung der Frage nach der Erschöpfung unserer Kohlenlager ist neben den durch diese Bohrtätigkeit erzielten Neuaufschlüssen ferner die immer mehr vorschreitende Anwendung des Spülversatzverfahrens von Bedeutung. Die Erfolge dieses Verfahrens auf dem Gebiete der wirtschaftlicheren Gewinnung der Kohle, der Verminderung von Abbauverlusten und Feuersgefahr usw. sind weniger für die westlichen Kohlenreviere als für den oberschlesischen Bezirk von einschneidender Bedeutung.

Der Kohlenreichtum des Ruhrbeckens betrug nach

Berghauptmann Jacob (1846)	11,1	Mill. t,
v. Dechen (1858)	35	„ „
Oberbergrat Küper (1860)	39	„ „

Eine Berechnung, bei der die Ergiebigkeit der einzelnen Teufen auseinandergehalten wurde, stellte im Jahre 1900 der Geh. Bergrat Dr. Schultz an: Der Flächeninhalt ist zu 2900 qkm angenommen. Es ergab sich dann eine in bauwürdigen Flözen anstehende Kohlenmenge von

11	Mill. t	bis zu	700	m	Teufe,
18,3	„ „	zwischen 700 und	1000	„	„
25	„ „	„ 1000 „	1500	„	„
mithin 54,3	Mill. t	insgesamt bis . .	1500	m	Teufe.

Außerdem stehen in größeren Teufen noch 75 Mill. t an.

Nach einer Schätzung von Prof. Dr. Krusch kann als zuverlässige Verhältniszahl zwischen Kohle und Gestein 20 m Kohle als Durchschnitt des ganzen Bezirks angenommen werden. Mit dieser Zahl ergibt sich der Kohlenvorrat des Ruhrreviers abzüglich der bereits abgebauten Mengen auf 83,2 Mill. t, also noch 10 Mill. t mehr als nach der eben angegebenen Schätzung, die sich an die von Schultz anlehnte.

Von den in noch größerer Teufe anstehenden Kohlenmengen (nach Schultz bei 2900 qkm Gesamtfläche noch 75 Mill. t) ganz abgesehen, beträgt also der Kohlenvorrat des Ruhrgebiets etwa $\frac{4}{5}$ der optimistischen Schätzung der englischen Kohlenkommission von 1905, und unter Zugrundelegung der notwendigen Reduktion würden die Kohlenvorräte in England und Westfalen etwa gleich sein.

Übersieht man die gesamten Ergebnisse der verschiedenen Untersuchungen über die Steinkohlen rechts und links des Rheins, so findet man eine solche Übereinstimmung, daß die mehrfach betonte Identität des Aachener und westfälischen produktiven Carbons eine sichere Unterlage erhält.

Die Fortsetzung der Aachener Schichten bis nach Erkelenz, Aldekerk, Venlo und die der westfälischen Schichten bis nach Krefeld ist durch

Bohrungen festgestellt. Die flözleere Lücke von 23 km Breite westlich von Krefeld entspricht einer Grabenversenkung, dem Nierstgraben, dem dann weiter westlich der Horst Mörs—München-Gladbach folgt.

Die Zahl und Bedeutung der in Oberschlesien übereinander gehäuften Flöze ist größer als in jedem anderen Steinkohlenrevier. Die gewaltige Mächtigkeit der Formation, die im Westen des Industriebezirks etwa 5000 m Sandstein und Schiefer umfaßt, wird dadurch bedeutsam, daß sie fast überall bauwürdige Flöze führt. Ebenso bemerkenswert ist das Vorhandensein einer Gruppe von Flözen, der „Sattelflöze", von denen zwei niemals unter 5—6 m im Durchschnitt 10—12 und örtlich 16—18 m Mächtigkeit reiner Steinkohle erreichen. Auch die Gesamtmächtigkeit der Flöze übertrifft die der westfälischen und englischen.

Zusammenfassend läßt sich über Deutschlands Kohlenvorrat folgendes sagen:

1. Die beiden wichtigsten deutschen Kohlenfelder, das oberschlesische und das niederrheinisch-westfälische besitzen, soweit die vorliegenden, z. T. noch sehr dürftigen Daten einen Rückschluß gestatten, jedes für sich einen dem englischen zum mindesten gleichkommenden Kohlenvorrat.

2. Dazu kommt noch das nach der Pfalz und Lothringen hinübergreifende Saarbrücker Revier mit rund 7—8 Mill. t Kohle im engeren Saarbezirk, ferner das niederschlesische und das sächsische, deren Bedeutung allerdings zurücksteht.

3. Bei der stärkeren Zusammenhäufung der deutschen Flöze auf verhältnismäßig wenig ausgedehnten Gebieten ist eine der englischen oder nordamerikanischen gleichkommende Produktionssteigerung nicht möglich; die Erschöpfungsdauer reicht daher für die beiden Hauptgebiete über ein Jahrtausend hinaus.

Auch für Nordfrankreich und Belgien ist eine längere Dauer der Ausbeutung angesichts der großen Mächtigkeit der gesamten Schichten wahrscheinlich.

Die Steinkohlengewinnung des Jahres 1908 hat die von 1907 um rund 900 000 t übertroffen. An der Steigerung war der Bezirk Pas-de-Calais mit 800 000 t beteiligt, also weit über seinen Anteil an der Gewinnung Frankreichs hinaus, der sich auf nicht ganz die Hälfte beläuft. Auch in dem gesamten Zeitraum der letzten 25 Jahre zeigt Pas-de-Calais von allen Bezirken die günstigste Entwicklung; während sich die Gewinnung der übrigen Becken gegen 1885 im besten Falle nur wenig mehr als verdoppelt hat, ist die von Pas-de-Calais auf fast das Dreifache gestiegen. Diese Angaben des Jahresberichts des Westfälischen Bergbauvereins für 1908 enthalten demnach eine Bestätigung dessen, was Ref. vor 10 Jahren über die große Bedeutung des nordfranzösischen Kohlengebiets im Vergleich zu den anderen Gebieten niederschrieb.

In Belgien ist nach Ausweis der folgenden Zahlentafel die Kohlenförderung seit dem Beginn des Jahrhunderts im wesentlichen gleich geblieben.

Vor 10 Jahren schätzte Ref. die voraussichtliche Nachhaltigkeit der Kohlenfelder in Belgien auf 700—800 Jahre und ging dabei von der großen Wahrscheinlichkeit einer weiteren Ausdehnung der ausschließlich in der nordeuropäischen Faltungszone gelegenen belgischen Kohlenfelder aus. Diese Annahme ist durch die gegen Ende des 19. Jahrhunderts erfolgte Entdeckung eines neuen, sehr ausgedehnten Kohlenreviers bestätigt worden. In der belgischen Provinz Limburg erstreckt sich nach neueren Bohrungen zwischen Maastricht und Antwerpen ein Steinkohlenfeld in einer Länge von 80 km und Breite von 12—20 km. Sichere Schätzungen über die Kohlenvorräte in der Campine sind jedoch noch nicht durchführbar. Immerhin wird man nicht fehlgehen, wenn man die Bedeutung der belgischen Kohlenvorkommen, der alten und der neuen derartig einschätzt, daß man die Nachhaltigkeit der belgischen Kohlenvorräte auf 700—800 Jahre veranschlagt.

Für die Beurteilung des Kohlenreichtums in Holland haben die neueren Bohrungen der niederländischen fiskalischen Bohrverwaltung wertvolle Unterlagen erbracht.

Die Ergebnisse lauten für die Nachhaltigkeit der holländischen Kohlenvorkommen recht günstig, da neben dem schon länger bekannten nördlichen Limburger Becken im südlichen Teile der Provinz Limburg zwei weitere Kohlenvorkommen bekannt geworden sind.

Zusammenfassend sei hervorgehoben, daß Holland noch sehr aussichtreiche Kohlenfelder besitzt, deren Gesamtvorrat Milliarden von Tonnen erreicht.

Über die Steinkohlenvorräte Österreich-Ungarns sind genauere Ermittlungen in neuester Zeit durch Petraschek angestellt worden, die z. T. vorsichtiger in ihren Schlußfolgerungen sind als die gleichzeitig von anderer Seite gemachten Berechnungen. Bekanntlich ist das Schatzlarer Revier lediglich der österreichische Gegenflügel der Waldenburger Flöze, das Ostrau—Karwiner Kohlenfeld der südliche, das Jaworzno—Krakauer Kohlenfeld der östliche Ausläufer von Oberschlesien. Die für Preußen aufgestellten Prognosen gelten also auch für Österreich, und zwar bei der langsamen Zunahme der Erzeugung und der vertikalen Ausdehnung der noch nicht aufgeschlossenen Flöze nur mit der Einschränkung, welche die tiefe Lage der Oberkante des Kohlengebirgs in Oberschlesien bedingt.

Bei $13\frac{1}{2}$ Mill. t Gesamtförderung und bei einem gewinnbaren Vorrat von 28 Mill. t Kohle würde unter der Annahme einer Verdoppelung der Produktion die Kohlenmenge noch ein Jahrtausend und bei einer Verdreifachung noch 700 Jahre reichen.

Wesentlich ungünstiger als in Österreich liegen die Verhältnisse in Ungarn, wo nur jurassische Steinkohlen und tertiäre (pontische) Braunkohlen vorkommen.

Die Kohlenvorräte Rußlands stehen in keinem Verhältnis zu der Ausdehnung, die das Reich in Europa und Asien besitzt. In den Produktionsziffern der Erde nimmt Rußland die siebente Stelle ein und wird

z. B. von Österreich-Ungarn noch um das Dreifache übertroffen. Auch die Aussichten für die Zukunft sind nicht günstig.

Noch die günstigsten Aussichten eröffnen sich zweifellos für das breite, vom Gouvernement Poltawa bis in das Land der Donschen Kosaken reichende Kohlenrevier, dessen Produktionszentrum am Donez liegt. Nach der bisherigen Entwicklung der Produktion und den vorliegenden geologischen Untersuchungen ist es jedoch nicht wahrscheinlich, daß die Förderung im Donezgebiet jemals die Einfuhr fremder Kohlen in das europäische Rußland überflüssig machen wird.

Nur die paralischen Kohlenfelder mit mächtigen, in größerer Menge aufeinander gepackten Flözen (Pennsylvanien, England, Westfalen und Oberschlesien) arbeiten für die Großindustrie und die Ausfuhr, d. h. für den Weltverkehr. Die kohlenärmeren Reviere des Doneztypus im Innern von Rußland und die dem gleichen Typus angehörenden Becken des Innern von Nordamerika vermögen nur die örtlichen Bedürfnisse — vollkommen oder unvollkommen — zu befriedigen.

Das wichtigste und bedeutendste Steinkohlenvorkommen der Türkei, ja im ganzen Mittelmeergebiet und Vorderasien überhaupt ist die zum mindesten 150—170 km lange Zone, die gewöhnlich nach dem alten Heraklea pontica (Eregli) benannt wird. Heraklea liegt allerdings 6 km westlich von dem einen Ende der Zone, die sich im wesentlichen parallel der Küste des Vilajets Kastamuni zwischen dem 30. und 33.° östlicher Länge ausdehnt. Einigermaßen bekannt und aufgeschlossen ist nur die Gegend von Koslu, Songuldak und Tschatal—Aghsy.

Eine genaue Vorratsberechnung läßt sich — da nicht einmal die Grenzen der Kohlenformation bekannt sind — kaum ausführen, jedoch steht nach den Untersuchungen des Ref. das Vorkommen von Songuldak in seiner mittleren Kohlenmächtigkeit dem Saarrevier nicht nach. Berücksichtigt man weiter, daß nur in der rund 4000 ha umfassenden Konzession von Songuldak und in deren nächster Umgebung ein Vorrat von 260 Mill. t berechnet worden ist, so wird man als vorhandene Gesamtmenge einige Milliarden Tonnen vermuten dürfen.

Nur wenige Jahre nach dem Abschlusse der englischen Erhebungen hat in Nordamerika, dem seinerzeit größten Abbaugebiet der Welt, eine eingehende Darstellung des Reichtums seiner Kohlenschätze und der voraussichtlichen Zeit ihrer Erschöpfung stattgefunden. Schon vor Ablauf des 19. Jahrhunderts hatte die Gesamterzeugung der Vereinigten Staaten diejenige Englands überflügelt und ist jetzt fast bis zu der ungeheuren Jahresförderung von einer halben Milliarde Tonnen gelangt.

Nach den Schätzungen des U. S. Geological Survey, der geologischen Landesanstalt der Vereinigten Staaten, bedecken die gesamten Kohlenfelder der Vereinigten Staaten einen Raum von rund 1 286 600 qkm. Davon entfallen auf die Anthrazitkohlenfelder von Pennsylvanien 1243 qkm. Hinzu kommen die Gebiete der Weich- oder Fettkohlen mit einem Flächenraum von rund 648 850 qkm, denen sich noch 252 867 qkm mit subbituminöser

Kohle anschließen. Die bis jetzt bekannten Braunkohlenfelder überdecken einen Raum von annähernd 384 882 qkm.

Für die Beurteilung der zukünftigen Entwicklung der Förderung sind die folgenden Zahlen von Wichtigkeit, welche die durchschnittlichen Jahresförderungen von je 10 Jahren seit 1884 angeben.

Im Durchschnitt von	sh. t	Im Durchschnitt von	sh. t
1884—1893	145 355 000	1892—1901	215 446 000
1885—1894	150 413 000	1893—1902	227 672 000
1886—1895	158 610 000	1894—1903	245 173 000
1887—1896	166 441 000	1895—1904	263 281 000
1888—1897	173 399 000	1896—1905	283 240 000
1889—1898	180 531 000	1897—1906	305 457 000
1890—1899	191 782 000	1898—1907	333 471 000
1891—1900	202 973 000	1899—1908	353 057 000

Die jährliche Steigerung der Produktion, berechnet nach den Durchschnittssteigerungen des in dieser Zahlentafel aufgeführten Jahrzehnts, beträgt 7,3 %. Während der letzten Jahrzehnte war die prozentuale Steigerung sogar noch höher.

Unter Zugrundelegung der jährlichen Produktionssteigerung von 7,36 % wird der gewaltige Vorrat, der im Jahre 1909 nach Campbell und Parker noch 1 382 780 Mill. t betrug, in etwa 107 Jahren oder um das Jahr 2015 erschöpft sein. Legt man eine Produktionssteigerung zugrunde, welche nicht wie die vorige aus dem Durchschnitt von je 10 Jahren, sondern aus dem von je 20 Jahren ermittelt wird, so erhält man als Erschöpfungszeitpunkt das Jahr 2027, in dem der Vorrat an leicht abbaubarer Kohle aufgebraucht sein wird, und als Zeit für die Erschöpfung der gesamten Vorräte, auch der heute noch nicht bauwürdigen Massen, etwa das Jahr 2050.

Die besprochenen Ausführungen mögen etwas pessimistisch gehalten sein, um dem ähnlich wie in der Eisenerzförderung oder der Waldausnutzung herrschenden Raubbau mit staatlichen Mitteln entgegen zu treten. Mag man nun aber auch von künftigen Schutzmaßregeln eine wesentliche Erhöhung der Kohlendauer Pennsylvaniens erwarten, jedenfalls bedürfen die Schätzungen Nasse's, die Ref. vor einem Jahrzehnt aus Mangel an anderen Angaben wiedergeben mußte, einer sehr erheblichen Einschränkung. Nasse berechnete im Jahre 1893, daß der nordamerikanische Kohlenvorrat noch 640 Jahre reichen würde. Dagegen ergibt sich aus der Arbeit von Campbell und Parker nur noch etwa ein Jahrhundert und bei erheblicher Herabminderung der Abbauverluste nur $1\frac{1}{2}$ Jahrhunderte als künftige Produktionsdauer.

Eine nicht unwesentliche Verlängerung der Ausbeutungsdauer würde sich jedoch erzielen lassen, wenn die hohen, etwa die Hälfte der wirklichen Förderung betragenden Abbauverluste erheblich eingeschränkt würden,

und wenn ferner eine rationellere Verwertung der Kohle an den Verbrauchsstätten Platz griffe. Eine unter den oben angegebenen Gesichtspunkten zu erzielende Hinausschiebung der Erschöpfung der Kohlenvorräte — etwa auf 300 Jahre — hängt aber vor allem von einer Verschärfung der Aufsichtsgesetze ab.

Die wichtigsten Kohlenvorkommen Kanadas liegen in Neuschottland an der Küste des Atlantischen Ozeans, in Britisch-Kolumbien und an der Küste des Stillen Ozeans auf Vancouver-Island. Die Flöze liegen in Neuschottland in nur geringer Teufe und zeigen eine Gesamtkohlenmächtigkeit von durchschnittlich 10 m.

Insgesamt betrug die Förderung Kanadas im Jahre 1908 rund 9 760 000 t. Eine Schätzung des Vorrates ist zurzeit noch nicht möglich, da abgesehen von den Vorkommen im äußersten Westen und Osten über die zahlreichen Einzelbecken noch sehr wenig bekannt und der nördliche Teil Kanadas noch nicht einmal durchforscht ist. Jedenfalls aber kann als feststehend angegeben werden, daß der Kohlenvorrat Kanadas sehr bedeutend und eine Ausbeutungsdauer von mehreren hundert Jahren als wahrscheinlich anzunehmen ist.

Über die Kohlenreichtümer Afrikas, Australiens und Asiens sind, wenn man von China absieht, genauere Vorratsberechnungen nicht bekannt, oder dem Ref. wenigstens nicht zugänglich gewesen.

Die Steinkohlen Südafrikas und Australiens sind auf einem einheitlichen alten, schon im Verlauf des Mesozoicums verschwundenen indo-afrikanischen Kontinent zur Ablagerung gelangt.

Über die Kohlenvorräte Afrikas läßt sich heute kein abschließendes Urteil fällen, da die geologische Durchforschung dieses Erdteils noch nicht weit genug gediehen ist. Für die Kohlenproduktion kommen bisher nur Natal, Transvaal und die Kapkolonie in Betracht, die im Jahre 1906 zusammen rund 4 Mill. t förderten. Die Steinkohlenvorkommen dieser Bezirke sind postcarbonischen Alters und stimmen in allen wesentlichen Punkten mit den Ablagerungen Australiens und Ostindiens mit der Einschränkung überein, daß die Ausdehnung der afrikanischen Flözzüge geringer ist als die der australischen, so daß die nach der Art des Vorkommens an und für sich geringen Aussichten auf eine längere Nachhaltigkeit hier noch ungünstiger liegen als in Australien.

Welche Bedeutung den Kohlen in Deutsch-Ost- und Westafrika zukommt, läßt sich heute noch nicht sagen. Nach Gagel sind in Deutsch-Ostafrika am Nyassasee bauwürdige Flöze nachgewiesen. In Deutsch-Südwestafrika sind dagegen noch die Ergebnisse von Tiefbohrungen abzuwarten.

Japan. Die Kohlenproduktion Japans umfaßt in erster Linie miocäne Braunkohlen und außerdem noch in sehr viel geringerem Maße Steinkohlen jurassischen Alters. Die Produktion von 14,8 Mill. t im Jahre 1908 übertrifft diejenige von Australien, Kanada und Britisch-Indien; auch der Ausfuhrüberschuß Japans mit fast 2,86 Mill. t in 1908 ist verhältnismäßig erheblich. Dagegen ist die voraussichtliche Förderungsdauer der flachen Tertiärbecken nur auf etwa 80 Jahre einzuschätzen.

China. Über die Kohlenvorräte der Hauptkohlenfelder von China, d. h. über die Provinz Schansi und die Umgegend von Peking sind dem Ref. trotz zahlreicher Reisen und Begutachtungen neuere zusammenfassende Berichte nicht bekannt geworden. Die folgenden Ausführungen stützen sich daher noch immer auf die grundlegenden Forschungen F. v. Richthofen's.

Die größte horizontale Verbreitung besitzt die untercarbonische und dyadische Steinkohlenformation im nördlichen China. Im Nordosten, in Liau-tung und Schantung, im Westen, in Kansu und Schensi, ferner im Süden des Landes (Hunan), vor allem aber in der Umgegend von Peking und in Schansi sind Anthrazite und bituminöse Kohlen von verschiedenen vor allem im dyadischen Alter nachgewiesen und werden z. T. schon seit alter Zeit abgebaut. Die Anthrazite und Fettkohlen von Schansi, Tschili und der Mandschurei gehören nach den neuesten Bestimmungen von Zeiller bereits dem untersten Rotliegenden an, sind also erheblich jünger als die hauptsächlichsten Flöze Europas und Nordamerikas. Die Anthrazite von Hunan gehören nach demselben Forscher zum älteren Trias. Die Schantung-Kohlen sind — ebenso wie ein kleiner Teil des Vorkommens in Schansi — untercarbonisch. Im Süden (Szetschwan) sind Jurakohlen sehr verbreitet. Technisch am unerheblichsten sind die obercarbonischen Steinkohlen.

Die vorhandene Masse des Anthrazits in Schansi schätzt F. v. Richthofen auf das Minimum von 630 Mill. t. Dazu kommt noch — ebenfalls nach Schätzung des sicher vorhandenen Minimums — dieselbe Menge bituminöser Kohle. Das Areal, über welches sich die von Eisen und Töpferton begleiteten mineralischen Schätze ausbreiten, beträgt nicht weniger als 1600—1750 deutsche Quadratmeilen. Der räumliche Abstand vom Meere ist ungefähr ebenso groß wie die Entfernung von Oberschlesien bis zur Ostsee. Da das Bahnnetz noch im Ausbau begriffen ist, und der Hoangho für die Schiffahrt nicht in Betracht kommt, ist dieses Kohlenvorkommen noch unvollkommen erschlossen. Wenn jedoch nach einem Jahrtausend der europäische und nordamerikanische Kohlenvorrat völlig erschöpft sein wird, so dürften die Kohlen und Eisensteine von Schansi zu einem Zentrum der Weltindustrie werden.

Die Zusammenfassung der Ergebnisse enthält — da die Angaben über außereuropäische Länder noch zu lückenhaft sind, nur die voraussichtliche Erschöpfungszeit der wichtigsten Steinkohlenbezirke in Europa.

Eine verhältnismäßig anschauliche Übersicht über die wirklichen Verhältnisse gibt die nachstehende Zusammenstellung, in welcher die wichtigeren Kohlenreviere Europas nach ihrem relativen Reichtum und somit auch nach dem Zeitpunkt ihrer Erschöpfung aufgeführt sind. Da für das relativ ärmste ein Mindestwert von rund 100, für das zukunftreichste Gebiet ein Grenzwert von über 1000 Jahren festgestellt werden konnte, so ergibt sich von selbst, daß die Lebensdauer der zahlreichen, zwischen diesen Grenzen liegenden Gebiete 200—800 Jahre beträgt; die absolute

1. Die geringste Gesamtmächtigkeit der Schichten und die geringste Zahl der Flöze besitzen die Kohlenreviere von Zentralfrankreich (100 Jahre), Zentralböhmen und das Königreich Sachsen; im Waldenburg—Schatzlarer Revier und vielleicht in den nordenglischen Revieren (Durham, Northumberland) ist die Produktionsdauer etwas größer zu veranschlagen	Voraussichtliche Förderungsdauer 100—200 Jahre
2. Wesentlich größer ist die Zahl der Flöze und die Mächtigkeit der gesamten Schichten in den übrigen englischen Kohlenfeldern (250—350 Jahre), Nordfrankreich (350—400 Jahre), Saarbrücken (300—500 Jahre) und Nordamerika (200 Jahre?)	Voraussichtliche Förderungsdauer 200—500 Jahre
3. Noch günstiger liegen die Verhältnisse für Belgien (rund 800 Jahre), für die Aachener Vorkommen und das damit zusammenhängende niederrheinisch-westfälische Kohlenrevier (mehr als 800 Jahre), sowie für die österreichischen Anteile an dem oberschlesischen Revier	Voraussichtliche Förderungsdauer 800—1000 Jahre
4. Die größte Schichtmächtigkeit (rund 5000 m) und Flözzahl besitzt das Steinkohlengebiet in Preußisch-Oberschlesien	Voraussichtliche Förderungsdauer mehr als 1000 Jahre

Zeitbestimmung der Erschöpfung hängt lediglich von der Möglichkeit ab, aus der vorliegenden Statistik eine bestimmte Voraussage der Produktionsentwicklung abzuleiten. Deutschland ist, wie die auf eingehenden Untersuchungen beruhenden Schätzungen zeigen, in bezug auf den Kohlenvorrat das reichste Land Europas und wird in der Menge des vorhandenen Brennstoffs nur von Nordamerika und Nordchina übertroffen; in England ist lediglich die zeitige Produktionsziffer höher und bedingt eine raschere Erschöpfung der Kohlenlager. Auch Amerika geht offenbar einer rascheren Erschöpfung seiner ungleich gewaltigeren Vorräte entgegen.

Eine wesentliche Änderung in den Schätzungen der Abbaudauer ist gegenüber meiner vor 10 Jahren veröffentlichten Abhandlung nur bei Nordamerika vorzunehmen. Die bedeutende, nicht vorauszusehende Steigerung des Abbaus läßt hier zusammen mit den enormen Abbauverlusten eine viel schnellere Erschöpfung annehmen. In den europäischen Steinkohlenfeldern sind die Änderungen gegenüber den älteren Annahmen nicht so bedeutsam. Nur für Deutschland haben sich infolge der neuen Bohrungen und der Einführung des Sandspülversatzes die Aussichten erheblich gebessert. Für England bleibt es bei der vor 10 Jahren ausgesprochenen ungünstigen Voraussage. **Frech.**

Geisenheimer: Steinkohlengebirge an der Grenze von Oberschlesien und Mähren. Breslau. Dissertation. (Vergl. auch Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1904.)

Zwischen Oderberg und Mährisch-Ostrau liegt als östlichster Vorsprung der Sudeten ein Kohlenrevier, dessen gestörte Lagerungsverhältnisse und hohes Alter ein besonderes wissenschaftliches Interesse verleihen. Zwar reichen die ersten Nachrichten über dies Vorkommen mehr als 100 Jahre zurück, aber die neueren Studien, welche Jicinsky über die Lagerungsverhältnisse und Stur über die fossile Flora veröffentlicht hat, lassen noch viele Fragen ungelöst. Eine, die neuen Aufschlüsse und die Vergleichsgebiete berücksichtigende, auf moderner Grundlage stehende Arbeit fehlt durchaus. Verf. hat sowohl die geologisch-bergmännischen Aufschlüsse gründlich untersucht als auch die fossilen Reste sorgfältig gesammelt und bestimmt. Aus der Beobachtung im Felde und dem Studium im Institut ergibt sich ein klares, einheitliches Bild der Schichtenentwicklung und des Gebirgsbaus in Oderberg und Mährisch-Ostrau. Der Bergmann findet seine Rechnung, da die Vergleichung der in dem stark gefalteten und gebrochenen Gebirge auftretenden Flöze meist durchgeführt ist. Für den Geologen sind besonders die Beobachtungen über die vielumstrittene Grenze der unteren und der oberen oder produktiven Steinkohlenformation bedeutungsvoll.

Die Hauptergebnisse sind:

1. Zwischen der untercarbonischen Grauwacke und dem Obercarbon ist am westlichen Rande der oberschlesisch-mährisch-polnischen Steinkohlenablagerung höchstwahrscheinlich nicht Diskordanz sondern Konkordanz vorhanden.

2. Zwischen einem Teil der Flöze des Anselmschachtes und des Franzschachtes ist die Identität durch die Untersuchung des petrographischen Verhaltens und der Fossilführung sicher festzustellen. Insbesondere ist dies der Fall bei den Flözen Unverhofft, Juliane und Daniel des Anselmschachtes, und Hermenegild, Gustav und Daniel des Franzschachtes.

3. Die Flöze des Ignazschachtes sind dieselben wie diejenigen des Oskar-, Anselm- und Franzschachtes. Insbesondere entspricht die südöstliche Flözpartie des Ignazschachtes den Flözen des Franz- und des Anselmschachtes, die nordwestliche Partie der Ignazschachtflöze den Flözen des Oskarschachtes, die am Mundloch des Reicheflözerbstollens auftreten, während die liegenden Flöze des Oskarschachtes am Ignazschachte noch nicht aufgeschlossen sind.

4. Die bisherige Annahme, daß die liegendsten Carbonschichten bei Mährisch-Ostrau (Flözgruppe I) Äquivalente der bei Golonog und Psary in Russisch-Polen und Tenczynek in Galizien aufgeschlossenen Schichten (Golonoger Schichten) seien, findet ihre Bestätigung in der gleichen Fossilführung.

5. Die Flözgruppe I (Golonoger Schichten) besitzt eine Mischfauna von unter- und obercarbonischen Arten, bei der jedoch der obercarbonische Charakter vorwiegt. Sie werden daher zweckmäßig zum Obercarbon zu stellen sein.

Frech.

F. Freise: Vorkommen und Verbreitung der Steinkohle. Mit 12 Textabbild. Stuttgart 1908.

Das Büchlein „bezweckt, dem Studierenden der geologischen Formationskunde eine Ergänzung zu dem ihm von den Lehrbüchern der Geologie gebotenen Stoffe vorzulegen". Ein derartiges Büchlein wäre im Interesse einer ganzen Studentengruppe, der Bergleute, mit Freuden zu begrüßen. Daß der Versuch des Herrn Dr. ing. Freise nicht dazu zu zählen ist, mögen 4 Stichproben beweisen:

Seite 3 unten: „Die Produktivität beginnt in Saarbrücken erst mit der Grenze zum Perm." Nein, dort hört sie schon wieder auf!

Seite 3: „Da man nur auf die sehr unsicheren Pflanzenversteinerungen angewiesen ist, so ist die Horizontierung ziemlich erschwert." Man vergl. dazu in Potonié, Pflanzenpaläontologie, die „Floren" I—VI.

Seite 22: In Westfalen „eine untere Stufe des Obercarbons abzutrennen, ist ebensowenig möglich wie in . . ." L. Cremer hat schon 1893 nachgewiesen, daß die Magerkohlen zum unteren Obercarbon, die Mehrzahl der Gasflammkohlen zu den Ottweiler Schichten auf Grund ihrer Floren zu rechnen sind.

Seite 50 (last, but not least): „Deutschland hat nur im Wealden Jurakohlenlager, und zwar bei Ibbenbüren . . ." Wealden ist kein Jura, und Ibbenbüren ist Carbon! **Axel Schmidt.**

C. Gäbler: Das oberschlesische Steinkohlenbecken. Mit 4 Taf., Textfig. u. 2 Anlagen. 1909. Kattowitz.

Für die meisten deutschen Kohlenreviere lagen, meist aus der Feder von Bergleuten stammend, schon seit längerer oder kürzerer Zeit umfassende Monographien vor, nur nicht für Oberschlesien. Diesen fühlbaren Mangel beseitigt das Gäbler'sche Werk durchaus. Verf., ein Bergmann „vom Leder", hat die 50 Jahre seiner beruflichen Tätigkeit als Markscheider ausschließlich seiner oberschlesischen Heimat gewidmet und alles, was ihm in diesen langen Jahren zur Kenntnis gekommen ist, in dem Buche niedergelegt. Daß es nicht wenig ist, wird jeder wissen, der die Obliegenheiten eines Markscheiders kennt. Auch ist sonst der Name Gäbler's häufiger genannt, so bei der Frage des Orlauer Sprunges, der Flözverjüngung, so daß man Gediegenes erwarten darf. Und das Gebotene entspricht durchaus den Erwartungen, wenn auch nicht unerwähnt bleiben mag, daß das Werk vielfach nur zu deutlich die subjektiven Ansichten des Verf.'s wiedergibt, und daß dort, wo entgegengesetzte oder abweichende Anschauungen gebracht werden, die Widerlegung, soweit sie überhaupt versucht ist, nur selten überzeugend wirkt.

Das Werk selbst enthält auf rund 300 Seiten alles Wissenswerte über Oberschlesien. Ein kurzer Abschnitt über die geographische Lage und die geschichtliche Entwicklung leitet das Werk ein. Der zweite Ab-

schnitt ist den überlagernden Schichten und der Oberfläche des Carbons selbst gewidmet. Das Oberflächenrelief des abgedeckten Carbons zeigt eine Mittelgebirgslandschaft etwa vom Charakter der Sächsischen Schweiz mit tiefen Tälern und Klammen, deren Entstehung auf permisch-vortriadische Brüche und Faltungen, und auf die Erosionswirkung während des Mesozoicums zurückgeführt wird. Den Bau des Beckens behandelt der dritte Abschnitt, in dem die Schichtenverjüngung der einzelnen Abteilungen, die verschiedenen Richtungen der als Schuttkegel zu deutenden Zwischenlagen, die Flözidentifizierung sowie die Störungen, insbesondere die bekannte Orlauer Rutschung genau besprochen werden. Ein kurzes Kapitel behandelt die Gliederung des oberschlesischen Carbons. Den weitesten Raum — 170 Seiten — nimmt die Besprechung der einzelnen Abteilungen ein. Von oben herabsteigend werden die jüngsten Bildungen der Chelmgrube, die unterrotliegenden Alters sein sollen — irrtümlich werden diese als Radowenzer = oberste Ottweiler Schichten, also oberstes Obercarbon bezeichnet; es müßte „untere Kuseler" heißen —, dann die Lazisker = Schwadowitzer = untere Ottweiler, die Orzescher und Rudaër Schichten, die den Schatzlar-Saarbrücker Schichten entsprechen, behandelt. Die durch Mächtigkeit und Reinheit ihrer Kohle ausgezeichneten, früher allein abgebauten Sattelflözschichten werden im Gegensatz zu der heutigen geologischen Anschauung, die sie als oberste Abteilung des unteren produktiven Carbons auffaßt, als eine selbständige Zwischenbildung gedeutet. Darunter folgen die früheren „Ostrauer" Schichten, die jetzt in die Birtultauer, Hruschauer und Petrzkowitzer Gruppen getrennt werden. Nicht nur dem Verhalten der Flöze in den einzelnen Grubenfeldern, sondern auch dem Nebengestein, und zwar nicht bloß dem technisch verwertbaren, wird in diesem Kapitel zur Genüge Rechnung getragen. Die folgenden Seiten behandeln die chemisch-technische Beschaffenheit der oberschlesischen Kohle; hier wird besonders auf die Kokfähigkeit hingewiesen. Eine Berechnung der bis zu 1000 m Teufe vorhandenen Kohlenmenge, die sich für den preußischen Anteil auf 94 Milliarden Tons gewinnbarer Kohle beläuft, so daß Oberschlesien auch bei steigender Erzeugung noch über 800 Jahre produktionsfähig bleiben wird, schließt den nächsten Abschnitt, in dem noch erwähnt ist, daß in größerer Tiefe noch gewaltige Mengen vorhanden sind, zu deren Schätzung die bis heute bekannt gewordenen Aufschlüsse nicht ausreichen. Dann werden die anderen nutzbaren Mineralien des oberschlesischen Carbons, in erster Linie die Eisenerze, besprochen und zum Schluß kurz noch auf Culmgrauwacke und Kohlenkalk, die zwar keine nennenswerten Flöze, aber immerhin noch etwas Kohle enthalten und daher nicht als „flözfrei" bezeichnet werden dürfen, eingegangen. Eine Zusammenstellung der wichtigsten Literatur, der 1905 betriebenen Gruben und Schächte ist als Anhang gegeben. Vier Profiltafeln erleichtern dem ferner Stehenden das Verständnis.

Mit dem Verf. ist zu bedauern, daß er nicht auch die durch die neuesten Tiefbohrungen geschaffenen Aufschlüsse berücksichtigen konnte. Abgesehen von der gelegentlich vermißten Objektivität ist es ein übrigens

vornehm ausgestattetes Werk von wissenschaftlicher Gediegenheit, das für Oberschlesien zu schreiben eine Notwendigkeit war und das in dieser Vollständigkeit abzufassen ein besonderes Verdienst des Autors darstellt.

Axel Schmidt.

Calvert, W. R.: Geology of the Lewistown coal field, Montana. (U. S. geol. Survey. Bull. **390**. 1909. 83 p. 1 Fig. 5 Taf.)

Carruthers, R. G.: Coral zones in the Carboniferous Limestone. (Geol. Mag. 1910. 171—173.)

Delépine, G.: Faunal succession of carboniferous limestone, Llantrisaint. (Geol. Mag. 1910. 67—70. 1 Fig.)

Gothan, W.: Zu dem Artikel von Herrn W. Petrascheck über die floristische Gliederung der Schatzlarer Schichten bei Schatzlar und Schwadowitz. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 245—247.)

Gröber, P.: Essai de comparaison entre les couches du calcaire carbonifère de Belgique et celles de l'Angleterre caractérisées par des zones à polypiers et à Brachiopodes. (Bull. Soc. belg. Géol. etc. **24**. 1910. 25—48. Taf. 2—3.)

Garwood, E. J.: The horizon of the lower Carboniferous beds with *Archaeosigillaria Vanuxemi* at Meathof Fell. (Geol. Mag. 1910. 117—119.)

Lees, J. H.: General section of the Des Moines stage of Iowa. (Journ. geol. Survey. **19**. 1909. 598—604.)

Prosser, Ch.: The anthracolithic or upper paleozoic rocks of Kansas and related regions. (Journ. of Geology. **18**. 1910. 125—161.)

Richardson, G. B.: Stratigraphy of the upper Carboniferous in West Texas and South East New Mexico. (Amer. Journ. Sc. **29**. 1910. 325—337.)

Smith, G. L.: The carboniferous section of southwestern Iowa. (Journ. geol. Survey. **19**. 1909. 605—657.)

Stevenson, J. J.: The Coal basin of Commentry in Central France. (Ann. New York Acad. Sc. **19**. 2. 1910. 161—204. Taf. 15—20.)

Triasformation.

Martin Schmidt: Labyrinthodontenreste aus dem Hauptkonglomerat von Altensteig im württembergischen Schwarzwald. (Mitt. d. Geol. Abt. des K. Statist. Landesamtes. No. 2. 1907. 10 p. 1 Taf)

Im oberen oder Hauptkonglomerat des Buntsandsteins bei Altensteig fand Verf. das leidlich erhaltene linke Unterkieferende eines Labyrinthodonten, welches eingehend beschrieben und abgebildet wird und vielleicht mit *Mastodonsaurus (Labyrinthodon) Fuerstenberganus* H. v. Meyer der Donaueschinger Sammlung, der gleichfalls aus dem Buntsandstein stammt,

zusammengebracht werden könnte. Von derselben Lokalität wird eine, von M. Bräuhäuser gefundene, rechte, äußere Kehlbrustplatte eines Labyrinthodonten beschrieben, welche vielleicht ebenfalls dieser Form zugehört. Vorkommen von Knochenfragmenten größerer Wirbeltiere sind im Hauptkonglomerate im allgemeinen nicht selten.

Als Anhang ist der Mitteilung die kurze Beschreibung eines Profils durch die Zone der zahlreichen Geröllagen des oberen Konglomerates im Seltergraben nördlich Altensteig beigefügt, das eine Mächtigkeit von nicht weniger als 55 m aufweist. **Plieninger.**

F. Frech: Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes, der Cassianer Schichten und Raibler Schichten, sowie des Rhät und des Dachsteindolomites (Hauptdolomit). (Sep.-Abdr. aus „Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. 1. I. Teil. Paläontologischer Anhang. Budapest 1909. 95 p. Mit 16 Taf. 27 Textfig.)

Die Kenntnis der lange vernachlässigten Werfener Schichten ist in den letzten Jahren durch eine Reihe von Monographien gefördert worden. In der vorliegenden Arbeit werden die Leitfossilien der Untertrias des Bakony im Anschluß an die geologischen Detailaufnahmen von L. von Loczy beschrieben und in ihrer Verteilung auf bestimmte stratigraphische Niveaux untersucht. Die Gliederung der unteren Abteilung der Werfener Schichten im Bakony stimmt genau überein mit jener in Südtirol. Hier wie dort folgen über den Seiser Schichten mit *Pseudomonotis (Claraia) Clarai, Ps. aurita* und *Anoplophora fassaensis* rote Gastropoden-Oolithe. Die Campiler Schichten dagegen erweisen sich in Ungarn als erheblich formenreicher. Den Abschluß bilden Plattenkalke mit *Myophoria costata,* beziehungsweise die gleichartigen Myophorienbänke von Lepsius. In den unteren und mittleren Campiler Schichten finden sich drei durch verschiedene Arten von *Pseudomonotis* charakterisierte Faunulae. In den hangenden Plattenkalken ist bisher keine Spezies von *Pseudomonotis* gefunden worden.

In der paläontologischen Beschreibung huldigt Verf. einem konservativen Standpunkt, indem er es vorzieht, große Gattungen in Gruppen und Formenreihen zu gliedern, ohne jede durch eine Diagnose abgrenzbare Formenreihe mit einem neuen Namen zu belegen. Hier kann nur auf die wichtigeren Elemente der Fauna näher eingegangen werden. Zu diesen gehört *Gervilleia* mit 6 Arten. Von diesen schließt sich nur *G. Murchisoni* var. *pannonica* an einen Zechsteintypus sehr nahe an, während die übrigen Formen als Vorläufer von Muschelkalktypen anzusprechen sind. Nur *G. incurvata* mit großem Vorderflügel bildet einen selbständigen Typus.

Als Stammform von *Pseudomonotis* ist die *Pecten*-artige glatte *Streblopteria* des Carbon zu betrachten, von der *Pleuronectites* Schloth.

nur durch ein ganz untergeordnetes Merkmal — ungleichmäßigere Wölbung — sich unterscheidet. *Pseudomonotis* im engeren Sinne ist in der Untertrias des Bakony durch die beiden Gruppen der *Ps. aurita* und *angulosa* vertreten. Verf. erklärt *Ps. aurita* Hau., die durch konzentrische Rippen und Anwachsstreifen ohne Radialskulptur sowie durch ein deutlich abgesetztes kleines Hinterohr charakterisiert wird, für identisch mit *Ps. ovata* (Schaur.) Salomon. Der Gruppe der *Ps. angulosa* Leps., die im Bakony durch *Ps. Laczkoi* Bitt., *Ps. Loczyi* Bitt. und *Ps. Telleri* Bitt. vertreten ist, sind große, scharf abgesetzte Vorderohren eigentümlich. Von den beiden Untergattungen *Claraia* und *Prospondylus* erscheint die letztere gut vertreten. Die Zahl der bisher bekannten Spezies vermehrt sich durch die vorliegende Arbeit auf das Doppelte. Die drei Arten *Pseudomonotis inaequicostata* Ben., *Ps. hinnitidea* Bitt. und *Ps. squamosa* n. sp. werden zu *Prospondylus* gerechnet, mit dem Bittner's Subgenus *Eumorphotis* zusammenfällt.

Echte Spondyliden, die nur äußerlich an *Prospondylus* erinnern, verteilen sich auf die Gattungen *Philippiella* L. Waag. (*Ph. Noetlingi* n. sp.) und *Ennantiostreon* Bitt. (*E. Gepidorum* n. sp.). Als neue Art wird ferner *Myoconcha epigonus* beschrieben. Die Beschreibung von *Myophoria* enthält gegenüber den sehr gründlichen Untersuchungen Bittner's wenig Neues.

In bezug auf die Entwicklung der Faunen ergibt die Bearbeitung der ungarischen Untertrias das interessante Resultat, daß viel engere Beziehungen zum Muschelkalk als zum Zechstein vorliegen. Insbesondere herrschen solche in den kalkigen Sedimenten der Campiler Schichten fast allein vor, während in den Seiser Schichten in *Gervilleia Murchisoni, Pseudomonotis aurita* und *Bellerophon Vaceki* permische Elemente noch angedeutet sind. Die erste Art ist überdies als der Bakony-Trias und dem deutschen Buntsandstein gemeinsam wichtig. Das sporadische Auftreten der Ammoniten, das Fehlen der Korallen, Seeigel und kalkschaligen Brachiopoden weist auf ein sandig-schlammiges Binnenmeer der Untertrias in den Südalpen bis zum Bakony hin. Bemerkenswert ist die außerordentliche Gleichmäßigkeit der Gliederung der Werfener Schichten in dieser Flachsee, so daß jeder Wechsel in der Sedimentierung hier gleichzeitig eingetreten zu sein scheint.

Die folgenden Nachträge betreffen Cephalopoden und Lamellibranchiaten des Muschelkalkes, eine Diskussion des Profils von Balaton Füred in seinen Beziehungen zu den Profilen der Umgebung von Raibl, neue Funde von Ammoniten und Zweischalern in den Cassianer und Raibler Schichten des Bakony, endlich Nachträge zur Fauna des Rhät und des Dachsteindolomits. In der karnischen Stufe überwiegen an Ammoniten arme, tonige Bildungen weitaus, Cephalopodenkalke (*Ellipticus*-Schichten) sind sehr selten. Bei Csopak wurde das echte *Trachyceras Aon* Mstr. nachgewiesen. Auch die rhätische Stufe ist im Bakony in dolomitischer Fazies, vollkommen übereinstimmend mit dem Hauptdolomit, entwickelt, aber die Faunen des Hauptdolomits und des rhätischen Dolomits beziehungsweise Dachsteinkalkes

sind verschieden. Verf. betont abermals die Möglichkeit, die Megalodonten als Leitfossilien für die in der Fazies von Dolomiten und Plattenkalken ausgebildeten Glieder der Obertrias von der karnischen Stufe bis zum Rhät zu verwenden. **C. Diener.**

J. Simionescu: Sur quelques points fossilifères du Trias de Dobrogea. (Annales Scientifiques de l'Université de Jassy. 1910. 7 p.)

Enthält einen vorläufigen Bericht über die Ergebnisse der Aufsammlungen des Verf.'s in den Triasablagerungen der Dobrudscha seit 1902, durch die die Monographie Kittl's insbesondere in zwei Punkten ergänzt wird. Die Untersuchung der Muschelkalkfauna von Deşli-Caira (Berg Taşli bei Kittl) hat einige neue asiatische Typen als Bestandteile dieser Fauna kennen gelehrt, darunter: *Monophyllites Pradyumna* Dien., *M. Confucii* Dien., *Japonites dobrogiacus* Sim. Stratigraphisch interessanter ist die zweite Fauna von der kleinen Insel Popina im See Razelm. Von dieser Lokalität war Peters und Redlich nur eine ärmliche Brachiopodenfauna bekannt, die als eine Muschelkalkfauna angesprochen wurde. Verf. hat hier über 30 bestimmbare Arten gesammelt, unter denen sich zwar eine Anzahl Muschelkalkarten befinden, die aber in ihrem Gesamtcharakter eher auf eine jüngere, obertriadische Fauna hinweisen. Soweit man aus der Fossilliste einen Schluß ziehen kann, dürfte in der Tat die von Simionescu angenommene Gleichstellung der Fauna von Popina mit jener von St. Cassian zutreffen. Eine ausführliche Beschreibung dieser vorwiegend aus Brachiopoden und Bivalven neben einigen Arten von Gastropoden und Korallen bestehenden Fauna wird in Aussicht gestellt. **C. Diener.**

A. Borissjak: *Pseudomonotis ochotica* Tell. der Krym-Kaukasischen Trias. (Bull. Com. Géol. St. Pétersbourg. **28**. 87—101.)

Der Komplex sandig-toniger Schiefer von der Fazies der alpinen Grestener Schichten, der am Nord- und Südfuße der Krymkette weit verbreitet ist und gewöhnlich zum Lias gestellt wurde, umfaßt Ablagerungen von der Obertrias bis zum Oxford. Paläontologisch charakterisiert sind Dogger mit *Parkinsonia Parkinsonii* und *Pseudomonotis echinata*, Unterlias mit Brachiopoden und obere Trias mit *Ps. ochotica* und *Rhynchonellina* cf. *Geyeri*. Ferner ist *Pseudomonotis ochotica* vom Verf. in massiven, dichten Kalksteinen der Obertrias des Kaukasus entdeckt worden. Die bezeichnenden Stücke werden ausführlich beschrieben und abgebildet. Ref. kann sich der Bestimmung der abgebildeten Exemplare als *Ps. ochotica* und nicht als *Monotis salinaria* nur anschließen. Ebenso teilt er die Meinung des Verf.'s, daß es unmöglich ist, die beiden Gruppen bei fehlendem Ohr sicher auseinander zu halten und daß die Versuche, ihre Verwechslung durch das Hervorheben gewisser nebensächlicher Merkmale zu umgehen, als mißlungen anzusehen sind. **C. Diener.**

P. et N. Bonnet: Sur l'existence du Trias et du Mésozoique aux environs de Djoulfa. (Compt. Rend. Acad. d. scienc. Paris. 14. März 1910. 2 p.)

E. v. Mojsisovics hat aus einigen von Abich gesammelten Fossilien auf die Anwesenheit von Untertrias im Profil von Djulfa (Armenien) geschlossen. G. v. Arthaber und Frech haben keine sicheren Triasablagerungen bei Djulfa gefunden. Dies ist nunmehr den Verf. des hier referierten vorläufigen Berichtes gelungen. Allerdings sind die Aufschlüsse auf eine ganz kleine Stelle im Profil beschränkt. Man sieht an dieser über den *Otoceras*-Schichten einen roten Kalk, der in der unteren Lage Ammoniten vom Typus des *Celtites dimorphus* W., *C. armatus* W. und *C. acuteplicatus* W. aus dem oberen Ceratitenkalk der Salt Range enthält, während in der oberen Lage eine dem *Xenodiscus nivalis* Dien. aus den Hedenstroemia beds des Himalaya ähnliche Form sich findet. Viel größere Bedeutung besitzen die über dem roten Kalk folgenden Plattenkalke mit *Pseudomonotis Clarai*, die ebenfalls noch der Untertrias angehören und sich eine beträchtliche Strecke der Araxesschlucht entlang verfolgen lassen.

Bei Negam, unweit des Araxes, wurde ein isoliertes Vorkommen von Bajocien (Zone des *Cosmoceras subfurcatum*) mit *Oppelia subradiata* und *Phylloceras Delongchampsii* entdeckt. **C. Diener.**

P. von Wittenburg: Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. (Geol. u. Paläont. Abh. von Koken. N. F. 8. Heft 5. Jena 1908. 44 p. 5 Taf.)

Die Arbeit bietet eine zusammenfassende Reihe von stratigraphischen Profilen durch die untere Trias von Südtirol und eine Liste der Fauna. Richthofen's Zweiteilung der südtirolischen Untertrias in Seiser und Campiler Schichten wird als zweckmäßig aufrecht erhalten, da die zwischen beiden eingeschaltete Gastropoden-Oolithstufe nicht überall als ein drittes Glied hinreichend charakteristisch ausgebildet ist. *Pseudomonotis Clarai* erscheint auf die unteren Seiser Schichten beschränkt, die mit den oberen Seiser Schichten 5 Arten gemeinsam haben. 10 weitere Arten sind in den oberen Seiser Schichten vertreten. Die Grenze zwischen Seiser und Campiler Schichten wird in mehreren Profilen durch eine 2—4 cm mächtige Konglomeratschicht (Koken'sches Konglomerat) bezeichnet. Auch das Hangende der Campiler Schichten wird zumeist durch eine 70—80 cm mächtige Konglomeratschicht (Richthofen'sches Konglomerat) gebildet. Die Fauna der Campiler Schichten umfaßt 49 Arten, von denen zwei (darunter die so häufige *Anoplophora fassaensis* Wissm.) mit den Seiser Schichten gemeinsam sind.

Mit großer Ausführlichkeit werden die Profile von Ratzes, Völseckhof, Campitello, Pedero-Grones (Abdrücke von Seesternen in den Seiser Schichten),

Sojal, Val della Vecchia, Satteljoch, Val aperta (bei Predazzo) beschrieben.

Im paläontologischen Teil werden als neue Spezies beschrieben: *Pecten Duronensis, P. Rombergi, P. Vajolettensis, Pseudomonotis Ratzensis, Mysidioptera Gronensis, Turbo Gronensis.* Außerdem wird eine große Zahl von Arten, die Verf. in seinen beiden vorhergehenden Arbeiten über untertriadische Faunen (dies. Jahrb. 1908. I. und Centralbl. 1908. No. 3) aufgestellt hat, sowie eine Anzahl von älteren Autoren in die Literatur eingeführter Arten neu beschrieben und abgebildet, so daß die vorliegende Arbeit tatsächlich als eine stratigraphische und paläontologische Monographie der südtirolischen Werfener Schichten gelten darf. **C. Diener.**

Blanck, E: Über die petrographischen und Bodenverhältnisse der Buntsandsteinformation Deutschlands. (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 1910. 408—506.)

Bonnet, P. N.: Sur l'existence du Trias et du Mésojunastique aux envirous de Djoulfa (Transcaucasie méridionale). (C.-R. Ac. Sc. Paris. 1910. 3 p.)

Fraas, E.: Die geologischen Verhältnisse vom Taubertal und Bad Mergentheim. (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 1910. 54—56.)

Lang, R.: Landschaftsbild und Klima zur Buntsandstein- und Keuperzeit in Schwaben. (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 1910. 96—97.)

— Der mittlere Keuper im südlichen Württemberg (Schluß). (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 1910. 1—54. Taf. 1 u. 2.)

— Beitrag zur Stratigraphie des mittleren Keupers zwischen der Schwäbischen Alb und dem Schweizer Jura. (Geol. u. Pal. Abh. v. Koken. N. F. **9**. (**13**.) Heft 4. 1910. 35 p. 1 Taf.)

Schmidt, A.: Über Fossilhorizonte im Buntsandstein des östlichen Schwarzwalds. (Beil. Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 1910. 1—10.)

Simionescu, J.: Sur quelques points fossilifères du Trias de Dobrogea. (Ann. Sc. Univ. Jassy. 1910. 7 p.)

Smith, B.: Upper Keuper sandstones, East Nottinghamshire. (Geol. Mag. 1910. 302—311. 3 Fig. Taf. 26.)

Swinnerton, H. H.: Organic remains in the Trias, Nottingham. (Geol. Mag. 1910. 229.)

Horwood, A. R.: The origin of the British Trias. (Geol. Mag. 1910. 460—463.)

Boehm, G.: Fossilien der oberen Trias von der Südinsel Neuseelands. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 632—636.)

Erni, A.: Das Rhät im schweizerischen Jura. (Ecl. geol. helv. **11**. 1. 1910. 5—54.)

Juraformation.

E. Vadász: Die Juraschichten des südlichen Bakony. (Resultate der wissensch. Erforschung des Balatonsees. 1. I. Teil. Pal. Anhang. 89 p. Mit 2 Taf. u. 34 Textfig. Budapest 1910.)

Die Juraschichten des südlichen Bakony weisen nach den Untersuchungen des Verfassers, die eine wertvolle Ergänzung der 1874 veröffentlichten Studie J. v. Böckh's über den gleichen Gegenstand bilden, folgende Gliederung auf:

1. Hellfarbige, dichte Kalke vom Typus des Dachsteinkalkes, welche an die Hochfellenkalke und ähnliche Unterliaskalke von Adnet erinnern und auf Hauptdolomit oder Dachsteinkalk aufruhen.. Verf. betrachtet diese Schichten, aus denen eine kleine Brachiopoden- und Bivalvenfauna stammt, als ein Äquivalent der *Planorbis*-Zone. Typisches Vorkommen bei Szentgál.

2. Weißliche oder gelblichgraue und feuersteinführende Rhynchonellenkalke von geringer Mächtigkeit. Diese offenbar eine Flachseebildung darstellenden Straten dürften der Zone der *Schlotheimia marmorea* und *Schl. angulata* entsprechen.

3. Wenig mächtige und nur ganz lokal auftretende, hellrote Brachiopodenkalke mit *Ammonites Conybeari* Sow. Sie gehören der *Bucklandi*-Zone an.

4. Bei Úrkút und am Tüzköveshegy bei Szentgál erscheinen rötliche Crinoidenkalke, welche nach oben in rosafarbige und weißliche Brachiopodenkalke mit Bivalven und kleinen Ammoniten übergehen. Nach Vadász müssen diese faziell an die nordalpinen Hierlatzschichten erinnernden Sedimente, welche Böckh fälschlich den *Planorbis*- und *Angulatus*-Schichten gleichstellte, in den Lias β (*Oxynotus*-Zone) gestellt werden.

5. und 6. Auf den Hierlatzschichten 4. des Tüzköveshegy lagern rote, weißgraufleckige, dichte Kalke, welche reich an Manganknollen sind und eine auf den unteren Teil der *Margaritatus*-Zone deutende Cephalopodenfauna beherbergen. Die heller rot gefärbten körnigen Kalke, welche bei Úrkút auf den Rhynchonellen- und Brachiopodenkalkbänken 2. und 3. aufruhen und der Manganknollen entbehren, entsprechen der oberen Grenze des *Margaritatus*-Horizontes. Die Fauna dieser in der bathialen Tiefenzone abgelagerten roten Cephalopodenkalke, welche sich faziell an die „bunten Cephalopodenkalke" der Ostalpen anschließen, von Böckh aber irrtümlich als Adneterschichten bezeichnet worden sind, zeigt eine große Verwandtschaft mit der von Geyer beschriebenen Mittelliasfauna des Schafberges.

7. Die roten Cephalopodenkalke werden von manganhaltigen und radiolarienreichen Feuersteinbänken überlagert, welche gelblich, braun, rot, grau oder schwarz gefärbt sind und vom Verf. als Grenzschichten zwischen dem Mittel- und Oberlias ge-

deutet werden. Am schönsten ist diese „bathiale“ Ablagerung am Tüzköveshegy entwickelt.

8. Im Savóstale erscheinen rötliche und weiße kristalline Kalksteine mit *Posidonomya radiata* Goldf. sp., welche dem unteren Oberlias (Zone der *P. Bronni*) angehören. Böckh erklärte sie fälschlich für oberen Dogger.

9. Ein dünnplattiger, hellgrauer, kieseliger Mergel, welcher Spongiennadeln und vereinzelte Ammonitenreste enthält, wird nach seiner Fossilführung und Lagerung zum oberen Oberlias (Zone des *Harpoceras bifrons*) gestellt. Seine größte Ausdehnung erlangt er bei der Gombáspuszta am Tüzköveshegy.

10. Nach einer den ganzen Dogger umfassenden und einer Festlandsperiode entsprechenden stratigraphischen Lücke stellt sich das untere Tithon mit rötlichen oder gelblichen, dichten und z. T. brecciösen Kalksteinen ein, welche Spongiennadeln, sowie einige Echinodermen-, Brachiopoden- und Mollusken- (besonders Ammoniten-) Schalen geliefert haben. Dieselben treten am Tüzköveshegy, Kakastaraj und bei Keringetés auf.

Die hiermit charakterisierte Juraserie erinnert in fazieller und faunistischer Beziehung viel mehr an die gleichalterigen Ablagerungen der nördlichen als an die der südlichen Kalkalpen.

Bezüglich der Lagerungsverhältnisse der südbakonyschen Juraschichten bemerkt Verf., daß der Lias diskordant auf dem Hauptdolomit aufruht und seinerseits ungleichförmig vom Tithon überlagert wird. Die zahlreichen, die komplizierte Schollentektonik des Gebietes bedingenden Brüche und Schleppungen sollen zwischen der Unter- und Oberkreide entstanden sein.

In dem umfangreichen paläontologischen Abschnitt der vorliegenden Studie werden zunächst die oberliassische *Posidonomya radiata* Goldf. sp. und ein aus den unterliassischen Brachiopodenkalken 4. des Tüzköveshegy stammendes *Psiloceras* n. sp. ind. beschrieben, welches dem Formenkreise des *Ps. Suessi* und *Ps. abnorme* Hau. sp. angehört und von Böckh irrtümlich mit *Ps. Hagenowi* in nahe Beziehung gesetzt worden ist. Die sodann eingehend geschilderte Cephalopodenfauna des mittleren Lias umfaßt 45 verschiedene Arten und Varietäten der Gattungen *Nautilus* (5), *Rhacophyllites* (3), *Phylloceras* (14), *Lytoceras* (5), *Amaltheus* (1), *Deroceras* (1), *Harpoceras* (10), *Coeloceras* (5) und *Atractites* (1), unter denen sich folgende neubenannte Formen befinden: *Nautilus inornatus* d'Orb. n. var. *tenuis*, *N. baconicus* n. sp., *N. tricarinatus* n. sp., *Phylloceras medioliasicum* n. sp., *Ph. sylvestre* Herb. sp. n. var. *rectisulcata*, *Lytoceras fimbriatum* Sow. n. var. *alta*, *L. baconicum* n. sp., *L. ovimontanum* Gey. n. var. *humilis*, *Harpoceras Meneghini* n. sp., *H. boscense* Reyn. sp. n. var. *tenuis*, *Hildoceras evolutum* n. sp.

F. Trauth.

M. Remeš: Nachträge zur Fauna von Stramberg. (Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orients. **22.** 177. Taf. VIII, IX.)

VII. Weitere Bemerkungen über *Palaeosphaeroma Uhligi* und die Asseln von Stramberg.

VIII. Über Gastropoden der Stramberger Schichten.

Aus den reichen Aufsammlungen, die sich seit Abfassung der großen Monographien über diese Fauna in den umfangreichen Steinbrüchen von Stramberg ergeben haben, hat namentlich Remeš schon eine Reihe von Ergänzungen zur Kenntnis der Lebewelt des Stramberger Tithons gegeben. In der ersten der beiden zu referierenden Mitteilung wird an der Hand von neuem besserem Material die Stellung der Stramberger Isopoden besprochen; hierüber vergl. dies. Jahrb. 1910. II. -304-.

Ferner werden eine Anzahl von Gastropoden in Ergänzung von Zittel's meisterhafter Monographie aus des Verf.'s und seines Vaters Sammlung beschrieben. Als neu werden angeführt: *Brachytrema strambergense, Cerithium Uhligi, C. strambergense, Ditremaria strambergensis;* für Stramberg neu sind: *Aporrhais Tschani* Ooster, einige Nerineen, *Cerithium salevense, Chilodonta curta, Neritopsis* cf. *Hébertana* d'Orb., ferner einige *Turbo* und *Trochus, Pleurotomaria Idae, Patella valfinensis.* Einige Stücke stammen von Rychaltitz. Das Bild der Stramberger Gastropodenfauna wird durch die neuen Funde nur ergänzt, aber nicht wesentlich geändert. **Friedrich Blaschke.**

Kronecker, W.: Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 548—555.)

Levinski, J.: Contributions à la connaissance des dépôts suprajurassiques de la Conyavie. (C.-R. Soc. Sc. Varsovie. **3.** 5. 1910. 195—219.)

Quartärformation.

Martin Schmidt: Beobachtungen im Diluvium des Nagoldtales. (Ber. über die Vers. d. oberrh. geol. Ver. 42. Vers. zu Heidelberg am 14. April 1909. 91—103.)

Verf. gibt hier eine ausführlichere Beschreibung der vier Schotterstufen des Nagoldtales, welche in den Erläuterungen zu Blatt Nagold No. 94 der geologischen Spezialkarte von Württemberg bereits kürzere Darstellung erfahren haben (dies. Jahrb. 1910. II. 81). Zunächst wird ein kurzer Überblick der allgemeinen geologischen Verhältnisse des Nagoldtales vorausgeschickt und die vier Schotterstufen (alte Talböden), die in der Höhe von 95 m (ältere Deckenschotter), 60—65 m (jüngere Deckenschotter), 25—30 m (Hochterrasse) und 8—10 m (Niederterrasse) über dem jetzigen Niveau des

Nagoldflusses liegen, beschrieben. Das Material dieser Terrassen besteht aus Buntsandsteinschottern. Verfolgt man diese Talterrassen talaufwärts über Blatt Nagold hinaus ins Quellgebiet, so tritt an keiner Stelle mehr die Vierzahl in Erscheinung, höchstens von den jüngeren Terrassen finden sich noch undeutliche Reste. In ganz ähnlichen Niveauverhältnissen wie auf Blatt Nagold wurden diese vier Terrassen talabwärts im Gebiete des nördlich anstoßenden Blattes Stammheim (No. 80) südlich des Ortes Wildberg in ganz vorzüglicher Deutlichkeit von Axel Schmidt erkannt, wobei sich eine weitgehende Übereinstimmung mit den bei Nagold beobachteten hinsichtlich der Höhenlagen über dem Fluß und der Abstände untereinander ergab. Als Ursache der Terrassenbildung, des periodischen Wechsels in der Talvertiefung, wird nicht eine etappenweise Erniedrigung der (unteren) Erosionsbasis angesehen, sondern periodische Wechsel in der Wasserfülle des Flusses, die klimatisch begründet sind und zwar durch die Eiszeiten des Diluviums mit reicheren Niederschlägen. Die Schotterdecken der Nagold entsprechen nicht den ganzen subalpinen Glazialmassen, sondern wohl nur jeweils deren jüngstem oberen Anteil. Die vier alten Talböden lassen sich also auf älteren und jüngeren Deckenschotter, sowie Hoch- und Niederterrasse beziehen, sie entsprechen also den bekannten vier Hauptetappen der Glazialentwicklung, der Günzeiszeit, der Mindeleiszeit, der Rißeiszeit und der Würmeiszeit. Aus den Erosionsbeträgen ergibt sich ein Übergewicht der Rißeiszeit ganz besonders auch über die Würmeiszeit. Nach Bildung der Niederterrasse hat noch eine gar nicht unbedeutende Tieferosion stattgefunden, die auf Rechnung der Stadien kleinerer glazialer Vorstöße, in welchen die eigentlichen Eiszeiten ausklingen, zu setzen ist. Die Entstehung des Nagoldtales fällt wahrscheinlich ganz in die glazialen Epochen der Diluvialzeit. **Plieninger.**

A. Schulz: Das Klima Deutschlands während der seit dem Beginne der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands verflossenen Zeit. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 2. Heft.)

R. Gradmann: Über die Bedeutung postglazialer Klimaveränderungen für die Siedelungsgeographie. (Ibid.)

E. H. L. Krause: Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit. (Ibid.)

E. Ramann: Einteilung und Bau der Moore. Beziehungen zwischen Klima und dem Aufbau der Moore. (Ibid.)

C. A. Weber: Was lehrt der Aufbau der Moore Norddeutschlands über den Wechsel des Klimas in postglazialer Zeit? (Ibid.)

J. Stoller: Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima. (Ibid.)

P. Gräbner: Die natürliche Veränderung von Vegetationsformationen und ihre geologischen Reste. (Ibid.)

H. Menzel: Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit. (Ibid.)

F. Wahnschaffe: Anzeichen für die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit im norddeutschen Flachlande. — Schlußbericht über die Ergebnisse der vorstehend genannten 10 Arbeiten. (Ibid.)

Die Arbeiten behandeln das Thema über die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit und sind im letzten Abschnitt durch F. Wahnschaffe zusammengefaßt, so daß hier nur kurz darauf verwiesen zu werden braucht.

Schulz nimmt 5 Eiszeiten an, denen dann noch viermalig je eine kühle und heiße Periode gefolgt sei. Die Pflanzenbesiedelung läßt sich nach ihrer klimatischen Anpassung in 5 Gruppen teilen. Gradmann meint, die Siedelungen fallen mit den Steppengebieten zusammen, bestimmte Pflanzengemeinschaften östlicher und südlicher Verbreitung bevorzugen die auf bestimmte Flächen konzentrierten Siedelungsspuren; die Grenztorfschicht der Moore beweise ein erneutes Eintreten kontinentalen Klimas. Krause kommt nach kritischen Erwägungen über die Buche, Kiefer, Wassernuß, Najas und Haselnuß zu dem Schluß, daß alle pflanzengeschichtlichen und -geographischen Tatsachen sich erklären lassen, wenn man für das ältere Postglazial ein kühles und trockenes, für das jüngere ein dem heutigen gleichendes Klima annimmt. Pflanzen können sich über weite, für sie ungünstige Zwischenräume verbreiten, ein isoliertes Vorkommen von wärmeres Klima beanspruchenden Pflanzen erfordert nicht den Schluß, daß bei ihrer Einwanderung ein wärmeres Klima geherrscht habe.

Ramann teilt die Moore ein in Verlandungs-, Wald- und Hochmoore. An den Torfhügeln der Tundra zeigt er, daß Änderung der Hochmoorflora ermöglicht wird durch Ansteigen von Eisschichten im Boden, bei Erörterung der Grenztorfschicht, daß der Florawechsel und die Schichtenfolge in den mitteleuropäischen Hochmooren bedingt ist durch die physikalischen Eigenschaften des Moostorfs (Wasserführung); er erklärt die Bildung des „Grenztorfs“ einfacher als Weber. Ergebnis: Die Annahme eines Klimawechsels ist unnötig. Weber erläutert den Aufbau der Moore (Schema p. 148) und erklärt, wie die mannigfachen Fazies entstehen können, wie auch eine Umkehrung der Schichtenfolge möglich ist. Er spricht sich gegen Blytt's Hypothese aus; die Stubbenlager sind kein Beweis für trockeneres Zwischenklima, wohl aber entspricht der „Grenzhorizont“ einer säkularen warmen Trockenperiode (ungefähr am Ende der jüngeren Steinzeit).

Stoller teilt die nordwestdeutschen Moore ein in ältere und jüngere; er meint, daß hier direkt eine Birken-Kieferperiode der Dryaszeit gefolgt sei, ohne Zwischenstufe von Birke-Zitterpappel; das Auftreten der Fichte wird behandelt, das Auftreten der Hasel in Schweden kann lokaler Natur sein (Folge des Einbruchs des *Litorina*-Meeres in das baltische Becken und erwärmender Einfluß des Golfstroms); ein Schema (p. 175) gibt die

Gliederung der Alluvialzeit für Norddeutschland und Parallelisierung mit *Yoldia-*, *Ancylus-* und *Litorina*-Zeit; zwei Trockenperioden (nach der Dryas- und nach der Eichenzeit). Auch er spricht sich gegen Blytt aus. Die Zeit des Abschmelzens des Landeises (Dryaszeit) mit kaltem und trockenem Klima war kurz. Die Birken-Kiefernperiode mit feuchtem, anfänglich kühlem Klima; in der zweiten Hälfte herrscht die Eiche; die Eichenperiode mit einem warmen und verhältnismäßig trockenen Klima (Zeit der Grenztorfbildung) umfaßt ungefähr die zweite Hälfte der *Ancylus*-Zeit und den Anfang der *Litorina*-Zeit. Die Erlen-Buchenperiode mit feuchtwarmem Klima herrschte in Nordwestdeutschland schon zur mittleren *Litorina*-Zeit. Gräbner gibt eine sehr beachtenswerte pflanzengeographische Behandlung des Themas; er sagt, vorgeschobene Posten der binnenländischen, pontischen oder der atlantischen Typen seien nicht als Relikte anzusehen, die normale Schichtenfolge der Moore kann durch verschiedene Faktoren gestört werden, ohne Änderung des Klimas, Bodenmüdigkeit spielt eine große Rolle u. a. m. Schichtenfolgen können auf Vegetationsänderungen beruhen, man soll dabei nicht auf Klimaänderungen schließen. Menzel, der für Norddeutschland drei Eiszeiten annimmt, gibt nach einem Kapitel über die Wertung der Binnenmollusken zur Beurteilung von Klimaänderungen eine ausführliche Besprechung einiger fossilführender Ablagerungen des nördlichen Deutschland. Er unterscheidet fünf Zonen: 1. Zone der arktischen Konchylien, Klima arktisch, Dryaszeit; 2. Zone des *Planorbis stroemi*, subarktisch, Kiefer-Birkezeit; 3. Zone des *P. umbilicatus* und der *Bythinia tentaculata*, gemäßigt, anfangs vielleicht mehr warm und trocken, Zeit der Eiche und Linde; 4. Zone des *Planorbis corneus* und der *Paludina vivipara*, Klima gemäßigt (etwas feuchter); 5. Zone der *Dreissena polymorpha* und *Helix pomatia*, gemäßigt (trocken), (beginnt zur geschichtlichen Zeit).

Wahnschaffe behandelt die Frage mit Rücksicht auf die Veränderungen im Ostseebecken und in ihren Beziehungen zur Bildung des Löß, der Dünen und der Hochmoore: er nimmt dabei Stellung zu einzelnen Fragen.

Auch für den, der sich über unsere alluviale Flora und Konchylienfauna näher orientieren will, bieten die Arbeiten sehr anschauliche und übersichtliche Darstellungen, welche noch durch ausführliche Literaturverzeichnisse vervollständigt werden. **Geinitz.**

M. Remeš: Erraticum und seine Versteinerungen im Flußgebiete der Oder in Mähren. (Anzeiger d. naturw. Klubs in Proßnitz [Mähren]. 1907. X. Jahrg. 4 p. Böhmisch.)

Slavíček veröffentlichte im vorjährigen Jahrgang des Anzeigers eine Abhandlung über die tertiären Schichten der Umgebung von Klokočov, Libhošť und Zenklava in Mähren, wobei er sich über die Herkunft von

erratischen, in diesem Gebiete vorkommenden Spongien und Korallen dahin äußert, daß einige derselben aus nördlicher Kreide stammen, hingegen andere sich möglicherweise auf dem ursprünglichen Fundorte befinden. Remeš betont in der vorliegenden Abhandlung, daß man sich über die Herkunft dieser erratischen Fossilien mit Sicherheit erst nach ihrer genauen paläontologischen Bestimmung äußern könne, und bemerkt, daß er tatsächlich bei Klokočov in einem unberührten Gestein einige den erratischen ähnliche Spongien, aber keine Korallen fand.

B. Zahálka.

Wegner, Th. H.: Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 387—405. 6 Fig.)

Werth, E.: Eine Drumlinlandschaft in Djursland (Jütland). (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 406—411. 1 Fig.)

Olbricht, K.: Entgegnung auf Herrn C. Gagel's „Kritische Bemerkungen zu den Arbeiten von K. Olbricht und H. Spethmann über Schleswig-Holstein etc.“ (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 441—447.)

Gagel, C.: Si fecisti nega! Eine Beleuchtung von Herrn Stolley's Art der Polemik. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 504—506.)

Weiß, A.: Das Pleistocän der Umgegend von Weimar. (Hildburghausen 1910. 65 p. 1 Taf.)

Frey, O.: Gletscherwirkungen aus der Rißzeit. (Ecl. geol. helv. **11.** 1. 1910. 55—76.)

Autenen, F.: Mitteilungen über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmentälern. (Ecl. geol. helv. **11.** 1. 1910. 77—95.)

Schwertschlager, J.: Die Beziehungen zwischen Donau und Altmühl im Tertiär und Diluvium. (Geognost. Jahresh. 23. 1910. 11—41. 4 Fig.)

Wahnschaffe, F.: Große erratische Blöcke im norddeutschen Flachlande. (In: H. Stille: Geologische Charakterbilder. Heft 2. 1910. 6 Taf.)

Bullerwell, R. G. A.: The superficial deposits of the Cheviots. (Geol. Mag. 1910. 452—458. Taf. 35)

Taylor, F. B.: Bearing of the tertiary mountain belt on the origin of the earths plan. (Bull. geol. Soc. Am. **21.** 1910. 179—226.)

Shimek, B.: Aftonian sands and gravels in western Iowa. (Bull. geol. Soc. Am. **20** 1910. 399—408.)

Wahnschaffe, F.: Die Eiszeiten in Norddeutschland. Berlin 1910. 48 p. 6 Fig.

Koenen, A. v.: Über die Plänerschotter und das Diluvium des Leinetales. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 170—171.)

Steuer, A.; Neuere und ältere Aufschlüsse im Rheinhessischen Diluvium. (Notizbl. Ver. f. Erdkunde etc. Darmstadt. **4.** 30. 1909. 28—40.)

Fries, T.: Einige Beobachtungen über postglaziale Regionenverschiebungen im nördlichsten Schweden. (Bull. geol. Inst. Upsala. **9**. 1910. 171—182. Taf. 8.)

Warburg, E.: On relics in the swedish flora. (Bull. geol. Inst. Upsala. **9**. 1910. 146—170.)

Philip, G.: On relics in the swedish fauna. (Bull. geol. Inst. Upsala. **9**. 1910. 129—145.)

Olbricht, K.: Neuere Beobachtungen in den diluvialen Schichten bei Lüneburg. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 609—616. 5 Fig.)

Grupe, O.: Das Glazialdiluvium und die Plänerschotter des Leinetals. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 425—428.)

Gagel, C.: Interglaziale Verwitterungszonen in Schleswig-Holstein (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 322—326.)

Odhner, N.: Die Entwicklung der Molluskenfauna in dem Kalktuffe bei Skultorp in Wästergötland. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 1095—1138.)

Geer, G. de: Quaternary sea-bottoms in Western Sweden. (Geol. Föreu. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 1139—1196. Taf. 43—45.)

Munthe, H.: Studies in the late-quaternary history of Southern Sweden. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 1197—1294. Taf. 46—49.)

Nathorst, A. G.: Spätglaziale Süßwasserablagerungen mit arktischen Pflanzenresten in Schonen. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 533—560.)

Hägg, R.: Über relikte und fossile nördliche Binnenmollusken in Schweden (Bull. geol. Inst. Upsala. **9**. 1910. 24—33.)

Gähringer, A.: Talgeschichte der oberen Donau und des oberen Neckars, oder Geröllablagerungen im Gebiete der oberen Donau und des oberen Neckars. (Mitt. bad. geol. Landesanst. **6**. 1. 1910. 415—466. Taf 21—22.)

Quensel, P. D.: On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia. (Bull. geol. Inst. Upsala. **9**. 1910. 60—92. Taf 3—4.)

Daly, R. A.: Pleistocene glaciation and the ceral reef problem. (Amer Journ. of Sc. **30**. 1910. 297—308.)