

Diverse Berichte

Mineralogie.

Kristallographie. Mineralphysik. Allgemeines.

H. Hilton: The Gnomonic Net. (Min. Mag. 14. p. 18—20. Mit 1 Taf. London 1904.)

Entsprechend dem stereographischen Netz, das von FEDOROW, WULFF u. a. beschrieben und dessen Verwendung für die stereographische Projektion erläutert wurde, hat Verf. ein gnomonisches Netz konstruiert, welches die Projektion der Breiten- und Längengrade auf einer Tangentialebene an dem Punkte, dessen Länge und Breite = 0 ist, darstellt. Dieses Netz kann in einfacher Weise für die Konstruktion der gnomonischen Projektion, sowie auch zur graphischen Lösung mancher kartographischen und astronomischen Aufnahmen benützt werden. **K. Busz.**

C. Klein: Über Theodolitgoniometer. (Sitz.-Ber. Berliner Akad. 1905. p. 94—101. Mit 2 Textfig.)

Verf. beschreibt ein dreikreisiges Theodolitgoniometer, d. h. er gibt an, wie sich sein Kristallpolymeter (dies. Jahrb. 1901. II. -3-) in ein solches leicht und bequem umwandeln läßt. Da dies ohne die Abbildung nicht erläutert werden kann, muß auf das Original verwiesen werden. Auch andere Theodolitgoniometer, namentlich das CZAPSKI-LEISS'sche, werden besprochen und an Beispielen (Apatit) die zweckmäßige Benützung auch bei Anwendung der alten Rechnungsmethoden erläutert.

Max Bauer.

G. F. Herbert Smith: An improved form of Three-Circle Goniometer. (Min. Mag. 14. p. 1—15. Mit 1 Taf. London 1904.)

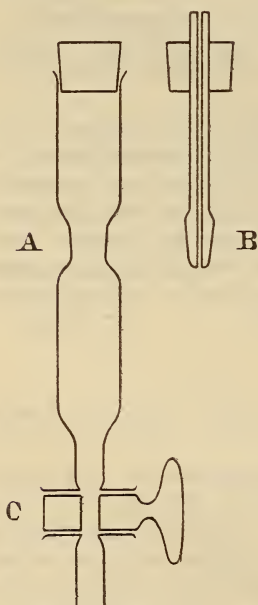
Das früher von dem Verf. konstruierte und beschriebene dreikreisige Goniometer hatte den Nachteil, daß die Messungen in irgend einer Zone ohne Neujustierung des vertikalen und dritten Kreises nur über wenig mehr als 90° der Zone ausgeführt werden konnten, während es in vielen

k***

Fällen wünschenswert ist, durch Drehung des horizontalen Kreises allein mindestens über 180° um das freie Ende eines Kristalls herum messen zu können. Diese Schwierigkeit hat Verf. überwunden und beschreibt nun ein Instrument, welches Messungen in der erwünschten Weise erlaubt und somit allen Anforderungen genügen dürfte. Die Anordnung der drei Teilkreise ist dabei im wesentlichen dieselbe geblieben und die Änderungen haben nur die optischen Teile des Instrumentes betroffen. Bezüglich der genauen Beschreibung muß auf die Originalarbeit verwiesen werden.

K. Busz.

H. Hartley: A new device for separating minerals by means of heavy liquids. (Min. Mag. 14. p. 69—71. Mit Textfig. London 1905.)



Als Apparat für Trennung mittels schwerer Lösungen empfiehlt Verf. das in nebenstehender Skizze dargestellte Glasgefäß. Es besteht aus einer ca. 22 cm langen Glasröhre A, die in der Mitte eine Einschnürung hat und am unteren Ende durch einen Glashahn mit weiter Bohrung abgeschlossen ist. Diese Röhre wird mit der schweren Flüssigkeit gefüllt und dann das zu trennende Pulver eingetragen; oben kann sie mit einem Stopfen verschlossen werden. Nach erfolgter Scheidung wird ein anderer Stopfen mit der Kapillaren B in die Röhre eingesetzt, die mit ihrem unteren verdickten Ende in die Einschnürung von A paßt und eingeschliffen ist. Durch Öffnen des Hahnes C läßt man den unteren Teil der Flüssigkeit nebst den nach unten gesunkenen Teilchen ablaufen und kann durch Einführung einer Verdünnungsflüssigkeit (Wasser, bezw. Benzol) den unteren Teil der Röhre auswaschen und alle darin befindlichen Teilchen entfernen.

K. Busz.

H. Tertsch: Zur Frage der Bestimmbarkeit von Brechungsexponenten. (Mitt. d. naturw. Ver. a. d. Univ. Wien. 1904. 2. p. 1—8.)

Verf. versucht darin aus dem Achsenwinkel E und der Doppelbrechung $\gamma - \beta = m$ und $\beta - \alpha = p$ den Brechungsexponenten β zu berechnen. Er erhält so die Gleichung:

$$2\beta^3 p + \beta^2 p(4m - p) + \beta[2mp(m - p) - 2\sin^2 E(m + p)] \\ = m^2 p^2 - \sin^2 E(m^2 - p^2).$$

Indem er wegen ihrer geringen Größe die rechte Seite = 0 setzt, erhält er:

$$2\beta^2 p + \beta p(4m - p) = 2\sin^2 E(m + p) - 2mp(m - p)$$

und

$$\beta = \frac{-p(4m - p) \pm \sqrt{16\sin^2 E p(m + p) + 8mp^3 + p^4}}{4p}$$

und unter Vernachlässigung der Glieder vierter Ordnung unter der Wurzel

$$\beta = \frac{p(4m - p) \pm 4\sin E \sqrt{p(m + p)}}{p}$$

Für den Winkel um α herum gibt es natürlich eine analoge Gleichung. Verf. gibt zu, daß die Genauigkeit wesentlich beeinträchtigt wird durch die geringe Genauigkeit von m und p , die mit dem BABINET'schen Kompensator gefunden werden, welche Methode nach seinen Beobachtungen stets zu hohe Werte ergibt. Die Dickenbestimmung erfolgte dabei immer nach der Methode des Duc DE CHAULNES an einem benachbarten Mineral von bekanntem Brechungsindex. Bei einem Dünnschliff ist dies aber sehr ungenau, was Verf. auch betont. **C. Hlawatsch.**

K. Hüttner: Über die in Mineralien gelösten Gase. (Zeitschr. f. anorgan. Chemie. 43. p. 8—13. 1905.)

Für eine große Zahl von Mineralien werden die in ihnen absorbierten Gasmengen angegeben; um den Einwand zu widerlegen, daß die Gase durch Nebenreaktionen sich gebildet hätten (wie z. B. Wasserstoff aus dem beim Pulverisieren in eisernen Mörsern verunreinigend auftretenden Metall entwickelt und fälschlich dem Versuchsmineral zugeschrieben werden kann), zeigt Verf., daß die von den absorbierten Gasen befreiten Mineralien imstande sind, neue Mengen derselben wiederum aufzunehmen. Besonders Gadolinit, Analcim, Natrolith, Granat, Orthit, Sylvin, Datolith wurden in bezug auf ihr Absorptionsvermögen für Gase untersucht.

E. Sommerfeldt.

Einzelne Mineralien.

J. H. van't Hoff und Mitarbeiter: Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen, insbesondere des Staßfurter Salzlagerns. (Vergl. dies. Jahrb. 1905. I. -192-.)

XXXVII. Kaliumpentacalciumsulfat und eine dem Kaliborit verwandte Doppelverbindung. Von J. H. VAN'T HOFF. (Sitzungsber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin. 1904. p. 935—937.)

XXXVIII. Die Identität von Mamanit und Polyhalit. Von J. H. VAN'T HOFF und G. L. VOERMANN. (Ibid. 1904. p. 984—986.)

- XXXIX. Bildungstemperaturen unterhalb 25°. Von J. H. VAN'T HOFF und W. MEYERHOFFER. (Ibid. 1904. p. 1418—1421.)
- XL. Existenzgrenze von Tachhydrit. Von J. H. VAN'T HOFF und L. LICHTENSTEIN. (Ibid. 1905. p. 232—235.)
- XLI. Die Bildungstemperatur des Kaliumpentacalciumsulfats. Von J. H. VAN'T HOFF, G. L. VOERMANN und W. BLASDALE. (Ibid. 1905. p. 305—310.)
- XLII. Die Bildung von Glauberit. Von J. H. VAN'T HOFF. (Ibid. 1905. p. 478—483.)

XXXVII. Kaliumpentacalciumsulfat und eine dem Kaliborit verwandte Doppelverbindung. Beim weiteren Verfolgen der durch die Bearbeitung der Salzlagerminerale gestellten Aufgabe, die sich nunmehr wesentlich auf die Kalksalze und Borate beschränkt, wurden zwei bis jetzt nicht beschriebene Verbindungen erhalten, welche möglicherweise auch bei der natürlichen Salzbildung eine Rolle gespielt haben, und zwar ein Calciumkaliumsulfat und ein Magnesiumkaliumborat. Das Calciumsalz $K_2Ca_5(SO_4)_6H_2O$ wird erhalten, wenn präzipitierter Gips (20 g) bei 100° während 1—2 Tagen mit einer 5prozentigen Kaliumsulfatlösung (160 g) behandelt wird; er verwandelt sich in wohl ausgebildete Kristalle, die bei Zusatz von Gips und Kaliumsulfat, im Verhältnis wie sie die Verbindung enthält, anwachsen und zu den bestkristallisierten Doppelsalzen des Calciumsulfats gehören. Die Form erinnert etwas an die von Gips, jedoch sind die „Endwinkel“ spitzer; entscheidend als Merkmal ist die Verwandlung in Berührung mit Wasser, welche zur Bildung von Gips führt, allerdings erst sehr allmählich bei gewöhnlicher Temperatur. Die von GEIGER ausgeführte Analyse gab die folgenden Resultate, denen die aus der Formel berechneten in Klammer beige setzt sind:

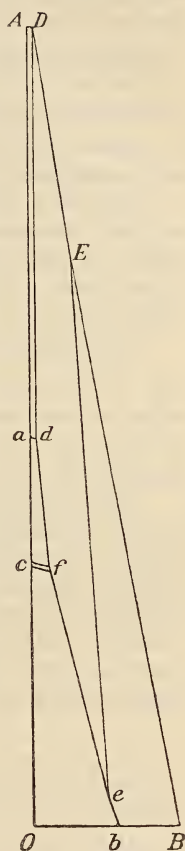
9,2 K (8,97), 23,0 Ca (22,96), 65,2 SO_4 (66,01), 2,1 H_2O (2,06).

Das neu dargestellte Kaliummagnesiumborat ist nach der Formel $2K_2O \cdot 2MgO \cdot 11B_2O_3 \cdot 20H_2O$ zusammengesetzt und dem Kaliborit ähnlich (vergl. No. XXVIII in dies. Jahrb. 1905. I. - 194-), dessen Formel, in der gleichen Weise geschrieben, ist: $K_2O \cdot 4MgO \cdot 11B_2O_3 \cdot 18H_2O$.

XXXVIII. Die Identität von Mamanit und Polyhalit. Im Jahre 1866 wurde von GOEBEL unter dem Namen Mamanit ein Mineral beschrieben, das bei Maman in Persien neben Steinsalz und Carnallit auftritt, dieselben Bestandteile wie Polyhalit, aber in anderem Verhältnis als dieser, enthält. Seine Formel wäre: $Ca_3K_2Mg_2(SO_4)_6 \cdot 3H_2O$, während die des Polyhalit $Ca_2K_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$ ist. Die Untersuchung an dem Originalmaterial GOEBEL's hat die Identität mit Polyhalit ergeben; in einer Lösung, die sich bei 83° zur Bildung von Polyhalit besonders eignet und in der sich Kalksalze, wie Gips, Anhydrit, Syngenit und das neue (XXXVII) Pentacalciumkaliumsulfat sich in Polyhalit umwandeln, bleibt der angebliche Mamanit unverändert und die erneute Analyse ergab, daß auch die chemische Zusammensetzung die gleiche ist (in Klammer die für Polyhalit erforderlichen Werte): 14,1 Ca (13,3), 13,1 K (13), 4,2 Mg (4), 61,6 SO_4 (63,7), 6,4 H_2O (6).

XXXIX. Bildungstemperaturen unterhalb 25°. Glaubersalz tritt bei Anwesenheit von Chlornatrium allein von unterhalb 17,9° an auf, bei Mitwesenheit von Glaserit bei 16,3°, von Astrakanit bei 15,3°, von beiden bei 13,7°. Von den Magnesiumsulfaten entwickelt sich bei abnehmender Temperatur das Gebiet vom Heptahydrat auf Kosten desjenigen vom Hexahydrat und dieses verdrängt gleichzeitig den Kieserit bis zuerst, bei 18°, Kieserit, dann, bei 13°, das Hexahydrat fortfällt (beides bei Anwesenheit von Chlornatrium, Carnallit- und Magnesiumchlorid). Leonit. Bei Temperaturen unter 25° wird das Leonitfeld allmählich kleiner zugunsten desjenigen von Schönit und bei etwa 18° fällt Leonit fort. Astrakanit. Beim Arbeiten mit der Mischung von Magnesiumsulfat und Glaubersalz zu gleichen Teilen unter den abgeleiteten Verhältnissen entsteht zuerst eine instabile Form mit einer Bildungstemperatur von 24,2°. Dieselbe besteht aus dünnen Plättchen und macht die halbgeschmolzene Masse ziemlich konsistent. Innerhalb 24 Stunden hat dieselbe Astrakanit Platz gemacht, der sich besser absetzt und die Bildungstemperatur von 20,6° aufweist; bei 4,5° fällt Astrakanit fort. Für diese Temperatur wird eine kleine paragenetische Tafel gegeben.

XL. Existenzgrenze von Tachhydrit. Es ist früher bereits festgestellt worden, daß sich Tachhydrit bei 22° aus Magnesium- und Calciumchlorid bildet (vergl. No. IV dies. Jahrb. 1898. II. -382-) und daß diese Temperatur von den sonstigen Salzvorkommnissen praktisch unabhängig ist. Hier wird nun das Gebiet des Tachhydrits für 25° umgrenzt und die Existenzgrenzen für die natürliche Bildung durch Analyse der Einzellösungen ermittelt und in die graphische Darstellung eingetragen. Die Resultate sind die folgenden:



Sättigung an NaCl und	In Molekülen			
	Ca Cl ₂	Mg Cl ₂	K ₂ Cl ₂	H ₂ O Na ₂ Cl ₂
O. Calciumchlorid	133	—	—	1
A. Magnesiumchlorid	—	106	—	1
a. Magnesiumchlorid, Tachhydrit	90,5	51,5	—	1
B. Kaliumchlorid	—	—	19,5	44,5
b. Kaliumchlorid, Calciumchlorid	146	—	11	1
D. Magnesiumchlorid, Carnallit	—	105	0,5	1
d. Magnesiumchlorid, Carnallit, Tachhydrit	90,5	51,5	—	1
E. Carnallit, Chlorkalium	—	70,5	5,5	2
e. Carnallit, Chlorkalium, Calciumchlorid	141,5	5	9,5	1
c. Tachhydrit, Chlorealcium	121,5	35,5	—	1
f. Tachhydrit, Chlorealcium, Carnallit	121,5	39,5	2	1

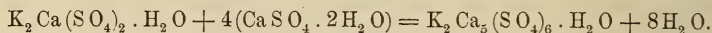
1*

Diese Daten sind mit den entsprechenden Buchstaben in der nebenstehenden Figur graphisch wiedergegeben, unter Fortlassung von Natrium- und Calciumchlorid in den Ordinaten. Durch geeignete Verbindung der auf dieselben Bodenkörper sich beziehenden Punkte entstehen folgende Felder:

Chlorcalciumhexahydrat: O b e f c.	Tetrahydrat: Doppelstreifen c f.
Chlorkalium: B E e b.	Chlormagnesium: A D d a.
Carnallit: D E e f d.	Tachhydrit: a d f c.

Hierzu wird bemerkt, daß Tachhydrit und Chlorkalium sich gegenseitig ausschließen, da sie sich in Carnallit und Chlorcalcium verwandeln.

XLII. Die Bildungstemperatur des Kaliumpentacalciumsulfats. Das unter No. XXXVII beschriebene Kaliumpentacalciumsulfat bildet sich aus Syngenit und Gips unter Wasserabspaltung nach der folgenden Gleichung:



Es wurde früher bei 83° dargestellt, seine Bildungstemperatur wurde jetzt zu 32° bestimmt, durch die anderen Salze wird sie herabgedrückt und es müßte dieses als Mineral noch nicht aufgefundene Salz überall da auftreten, wo Gips oder Anhydrit mit Syngenit zusammen vorkommen oder vielmehr sich zwischen diesen einschieben.

XLIII. Die Bildung von Glauberit. Für den bereits früher (No. XV. dies. Jahrb. 1901. I. -13-) kurz behandelten Glauberit wird hier die Bildungstemperatur genau festgestellt, zunächst ohne Berücksichtigung der begleitenden Salzminerale. Sie liegt bei 29° und fast gleichzeitig erfolgt Bildung von Natriumsyngenit bei 30,2° und von Thenardit (Entwässerung von Glaubersalz) bei 32,4°. Diese Bildungstemperatur wird bei der natürlichen Ausscheidung durch die begleitenden Salze erniedrigt und ihre untere Grenze liegt bei 10°. R. Brauns.

A. R. Crook: Molybdenite at Crown Point, Washington. (Bull. Geol. Soc. America. 15. p. 283—288.)

Der Molybdänit von Crown Point, Chelan County, Washington, findet sich auf Quarzgängen, die einen Biotitgranit durchsetzen. Der Gang ist zwischen 2 und 3 Fuß mächtig und der Molybdänit bildet kleine Adern von einigen Zoll Dicke, die sich in allen Richtungen durch den Quarz hindurchziehen. Das Sulfid ist in seinem Vorkommen auf den Quarz beschränkt. Es wurde auf analytischem Wege auch im Nebengestein gesucht, der Granit zeigte sich aber frei davon. Im Quarz kommt es vor als Kristalle und Fasern, letztere zuweilen mit einem Durchmesser von 20 mm. Die Kristalle sind niedere Pyramiden, gestreift parallel mit der Kante zwischen OP und ∞P. Krümme Flächen sind gewöhnlich und es sind Anzeichen vorhanden „von Torsion durch molekulare Kräfte“. Fortgesetzte Zwillingsbildung in einigen der Kristalle scheint die Ansicht zu bestätigen, daß sie hexagonal sind. Das einzige Mineral außer dem Quarz, das den Molybdänit begleitet, ist Chalcopyrit und dieser ist nur in kleiner Menge

vorhanden. Über die Entstehung des Minerals wird keine Meinung ausgesprochen. Es scheint älter zu sein als der Quarz und durch zirkulierende Wässer abgesetzt worden zu sein.

W. S. Bayley.

A. K. Coomaraswamy: Uraninite. (Spolia zeylanica. 1. Part IV. Februar 1904. 1 p.)

Im Balangoda-Distrikt in Ceylon wurde in einer Seife eine ziemliche Menge dieses Minerals in Form von würfeligen Kristallen gesammelt; anstehend ist es dort aber noch nicht vorgefunden. Auch bei Gampola ist es vorgekommen, hier in glänzenden, scharfkantigen Würfeln, und zwar spärlich in einem bis 14 Zoll mächtigen Lagergang von Pegmatit (oder einer pegmatitischen Einlagerung) im Granulit. (Es hat sich aber bei genauere Untersuchung herausgestellt, daß hier kein Uranpecherz vorliegt, sondern ein neues Mineral, das später Thorianit genannt wurde [dies. Jahrb. 1905. II. -355-].)

Max Bauer.

W. F. Hillebrand: Emmonsite (?) from a new locality. (Amer. Journ. of Sc. 1904. 18. p. 433—434.)

In einer Grube bei Cripple Creek, Colorado, wurde ein emmonsitähnliches, grünes, warzig entwickeltes Mineral gefunden, von dem W. T. SCHALLER dem Verf. folgendes mitteilte: Spaltbarkeit $\infty P \infty$ (010) und nach einer Fläche in der Zone der Achse b. Ebene der optischen Achsen $\infty P \infty$ (010). Erste Mittellinie senkrecht zur Spaltfläche in der Orthodomenzone. Auslöschungsschiefe gegen Achse c = 25—30°. 2E etwa 40°. Mittelstarke Doppelbrechung, kein Pleochroismus.

Mit dem Mineral, das in einer Druse vorkam, wurden Gold und Tellurit beobachtet. Es schmilzt leicht zu einer rotbraunen Flüssigkeit, gibt beim stärkeren Erhitzen Telluroxyd, aber keine Anzeichen für Selen.

Nach Abzug von fast $\frac{1}{4}$ Gangart (enthaltend über 90% SiO₂) ergaben drei Portionen von 0,15—0,20 g im Mittel folgendes Analysenergebnis: TeO₂ 70,71 (Verhältniszahl 3,16); Fe₂O₃ 22,76 (= 1); H₂O bei 100° 0,21, über 100° 4,54 (= 1,77); P₂O₅ 0,34; Al₂O₃ 0,56. Auch die chemischen Verhältnisse sind also noch unsicher.

F. Rinne.

Hj. Sjögren: Einschlüsse in einem Gangquarz von Salangen in Norwegen. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 27. p. 113. 1905.)

Im Eisenerzfeld Salangen, Amt Tromsö, tritt zwischen Rundsfjäll und Storhangen bei ca. 600 m Höhe im Glimmerschiefer der Tromsö-Glimmerschiefergruppe milchweißer Quarz in Lager- und Quergängen auf, der beim Anschlagen einen intensiven, eigenartigen Geruch gibt. Dieser stimmt nach KLASON'S Prüfung mit dem von Methylbisulfid oder Äthylsulfhydrat überein. Eine der beiden Substanzen, wahrscheinlich die erstere,

ist im Quarz eingeschlossen. Dünnschliffe desselben zeigen zu Gruppen gehäufte Einschlüsse von Flüssigkeit mit Gasblasen, die sich beim Erwärmen über die kritische Temperatur der Kohlensäure nicht merklich ändern. Die Hohlräume sind z. T. sogen. negative Kristalle (hexagonale Bipyramiden). Das Auftreten von Methylbisulfid, das bei gewissen Fäulnisprozessen entsteht, als primärer Einschluß in Gangquarz in paläozoischen Schiefen, deutet an, daß schon zu paläozoischen Zeiten Verwesung verursachende Bakterien zum organischen Leben der Erde gehörten.

R. Scheibe.

Ananda K. Coomaraswamy: Report on the occurrence of Cassiterite (oxide of tin) in Ceylon.

James Parsons: Additional report on an occurrence of Cassiterite.

Wyndham R. Dunstan: Report on Cassiterite from Ceylon. Ratnapura und Colombo 1905. 3 p.

Eine zinnsteinführende Seife (nambu) wurde bei Niriella in dem Bette des kleinen Fließchens Etunkahena-dola gefunden. Das Mineral wird u. a. auch von Ilmenit begleitet. Es sind ziemlich kleine, schwarze, mehr oder weniger abgerollte Körner ohne eine Spur von Kristallform. $G. = 6,91$ bis $7,0$. Strich braun. Bei Niriella ist sonst kein Zinnstein mehr vorgekommen, wohl haben sich aber Spuren des Minerals in anderen Seifen in Ceylon gefunden. Wahrscheinlich stammt er aus granitischen Gesteinen der Balangoda-Gruppe. Zunächst ist das Vorkommen sehr spärlich und ohne jede technische Bedeutung.

In der zweiten oben genannten Notiz wird von einem weiteren zinnsteinführenden Edelsteinsand bei Induwehena im äußersten Süden von Marapona nahe der Grenze von Noragala berichtet. Das Mineral wird hier u. a. von Zirkon begleitet. Größere Körner zeigen zuweilen Andeutung von Kristallflächen, sonst ist die Beschaffenheit wie oben.

Der dritte Verfasser hat den Zinnstein von Niriella analysiert und gefunden:

$94,00 \text{ SnO}_2$, $0,86 \text{ Fe}_2\text{O}_3$, $0,03 \text{ Mn}_2\text{O}_3$, $0,50 \text{ CaO}$, $4,64$ Unlösliches, bes. Ta_2O_5 und Nb_2O_5 ; Sa. = $100,03$ (im Text ist als Summe $99,83$ angegeben).

Der Gehalt an SnO_2 entspricht $74,09$ metallischem Zinn.

Max Bauer.

Hj. Sjögren: Über kristallisierten Pyrochroit von Långban. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **27**. p. 37. 1905.)

Zusammen mit gediegen Blei, das sich in Klumpen von mehreren Kilogramm Schwere fand, mit etwas Kupfer, viel Schwerspat, gelbem Pyroaurit, einem dem Barysilit ähnlichen Mineral, und schwarzem, erdigem Manganit kommt der Pyrochroit in Sprüngen des gewöhnlichen Långban-

erzes vor, die mit Kalkspat gefüllt sind. Fundstelle 110 m abseits vom Bleiort der Grube. Der Manganit ist Umwandlungsprodukt des Pyrochroits. Die Kristalle des letzteren sind meist bis 5 mm große, kurze, hexagonale Säulen, doch kommen auch nadelförmige Kristalle bis 8 mm Länge vor. Von Gestalten ist nur Säule und Basis sicher, Flächen von Rhomboedern oder Skalenoedern waren nur unvollkommen angedeutet. Blätterbruch sehr deutlich nach der Basis. Die Farbe des Minerals ist lichthinmelblau am Tageslicht, rötlichviolett bei Lampenlicht. Nicht mehr frische Kristalle sehen braun aus. Eine Analyse durch R. MAUZELIUS gab annähernd 77,3 MnO, 0,4 FeO, 1,7 MgO, Spur CaO, 20,9 H²O, Sa. = 100,3. Spez. Gew. = 3,2435.

In Spaltblättchen erzeugte Schlagfiguren bilden einen dreistrahligen Stern, dessen Strahlen senkrecht auf der sechsseitigen Umrandung stehen; ein Strahl ist deutlicher als die anderen.

Die optische Einachsigkeit ist z. T. gestört, es zeigt sich Zweiachsigkeit mit kleinem Achsenwinkel und wechselnder Lage der Achsenebene. Doppelbrechung — (negativ); $\omega = 1,723$, $\varepsilon = 1,681$ für rotes Licht. Dichroismus stark; Absorptionsfarbe dunkelbraun. Die parallel der Basis schwingenden Strahlen werden am stärksten absorbiert.

R. Scheibe.

Axel Wallenström: Ein neuer Typus von Neptunitkristallen. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 27. p. 149. 1905.)

Zu den von FLINK beschriebenen Typen von Neptunitkristallen von Narsarsuk hat sich ein weiterer gefunden. Die Kristalle sitzen auf Kalkspat, begleitet von etwas Ägirin. Sie sind kurzsäulig nach Achse c, etwa 1,3 mm dick und 3 mm lang. Öfters sind sie zu kleinen Kristallstöcken verwachsen. An ihnen wurde beobachtet: $\infty P\infty (100)$, $\infty P\infty P (010)$, $2P\infty (\bar{2}01)$, $\infty P (110)$, $-P (111)$, $P (\bar{1}11)$, $3P\bar{3} (\bar{3}11)$. Die Flächen der Säulenzone sind ziemlich gleichmäßig ausgebildet, am Ende herrscht $(\bar{2}01)$. Die Messungen lieferten nicht sehr genaue Ergebnisse, da die Flächen außer $-P (111)$ keine scharfen Bilder gaben.

R. Scheibe.

Vorkommen der Mineralien. Fundorte.

R. H. Solly: On various minerals (Anatase etc.) from the Binnental. (Min. Mag. 14. p. 16—17. London 1904.)

1. Anatas. An einigen sehr flächenreichen Kristallen vom Ofenhorn, von denen der größte fast einen Zoll Durchmesser besaß, bestimmte Verf. folgende neue Formen:

$(553) = \frac{5}{3}P$, $(35.3.5) = 7P\frac{3}{5}$, $(40.3.5) = 8P\frac{4}{5}$ und eine Form, die nahe bei $(110) = \infty P$ und $(221) = 2P$ liegt und der vermutlich das Symbol $(24.14.7) = \frac{2}{7}P\frac{1}{7}$ zukommt.

2. Laumontit. Graulichweiße Kristalle, bis $1\frac{1}{2}$ Zoll lang, ebenfalls vom Ofenhorn, mit den Formen $m = (110) \infty P$, $e = (201) 2P\infty$, $b = (010) \infty P\infty$.

3. Albit. Einfache, gut ausgebildete Kristalle in dem weißen Dolomit des Lengenbach-Bruches zeigen folgende Formen: $c = (001) 0P$, $x = (\bar{1}01) P, \infty$, $b = (010) \infty P\infty$ (diese drei vorwiegend), dazu klein ausgebildet: $m = (110) \infty P'$, $M = (\bar{1}\bar{1}0) \infty'P$, $f = (130) \infty P'\bar{3}$.

4. Hyalophan. Ebenfalls aus dem Lengenbach-Bruche, verzwillingt nach dem Karlsbader Gesetz; an kleinen, einfachen Kristallen wurden die neuen Formen $(380) = \infty P\frac{2}{3}$, $(\bar{2}12) P2$ und $(\bar{2}11) 2P2$ beobachtet.

K. Busz.

Ernesto Manasse: Cenni sul macigno di Calafuria e suoi minerali. (Atti Soc. Tosc. di Sc. Nat., Pisa. Memorie. 21. 11 p. Mit 3 Textfig.)

An dem genannten Ort südlich von Livorno wird der dem Eocän angehörige sandige Macigno zur Gewinnung von Straßenmaterial gegraben. Er bildet dort 3—4 m mächtige Schichten mit schwachen blaulichgrauen, tonigen Zwischenlagen und noch schwächeren von Kalk. In der grauen, nicht sehr feinkörnigen Masse sieht man mit bloßem Auge Quarz, Feldspat und Muscovit und dazwischen kleine Tonschieferstückchen. U. d. M. erkennt man zu ziemlich gleichen Teilen ein Zement und die von diesem verbundenen, das Gestein zusammensetzenden Mineralien. Das Zement besteht aus Kalkspat (10,39%), Quarzkörnchen, Muscovitplättchen und etwas Eisenoxyd und -hydroxyd, aber nie Feldspat. Die verkitteten Mineralien sind in der Hauptsache Quarz mit vielen kleinen Flüssigkeitseinschlüssen, wenig Apatit- und Zirkonkriställchen und deutlichen Druckwirkungen (undulöse Auslöschung etc.); gleichfalls häufig ist der Feldspat in verschiedenen sauren Varietäten: Orthoklas, Mikroklin und Plagioklas bis zum Oligoklas (bis 0,41% Ca); der Plagioklas ist seltener als die beiden anderen genannten. Es sind bei ihm symmetrische Auslöschungen in den Albitzwillingen von $14-16^\circ$ (Albit) und von $5-8^\circ$ (Oligoklas) beobachtet. Von Glimmer sind Plättchen von Muscovit und von Biotit vorhanden, und zwar erstere häufiger. Der Biotit ist meist chloritisiert. Er ist begleitet von Magneteisen, Titaneisen, Titanit und Rutil, die durch die Zersetzung des Glimmers entstanden sind. Auch etwas Chlorit (Pennin) ist vorhanden. Andere Mineralien sind selten: blauer oder hell kastanienbrauner Turmalin, Magneteisen, Zirkon, Apatit, Rutil, Granat, Titanit und Titaneisen, das öfter in Leukoxen übergegangen ist. Kleine Mengen Schwefelkies sind limonitisiert. Die Verhältnisse sind also ebenso wie bei anderen toskanischen Macignos, was man auch aus einer von ALOIS ausgeführten Analyse ersieht. Von Klüften aus ist das Gestein stark zersetzt unter Ausscheidung von Eisenoxyd und -hydroxyd und unter Bildung neuer Mineralien: Schwerspat, Quarz, Dolomit, Markasit, Kalkspat, Pharmakosiderit und Antimonglanz.

Schwerspat. Es wurden alle bisher beobachteten Formen und einige neue aufgefunden, und zwar:

(001), (010), (110), (104), (102), (101), (011).

Von Kombinationen ist die einfachste (001). (110) die häufigste; häufig gesellen sich dazu noch (104), (102) und (101) mit kleinen Flächen. Manchmal ist die Längsfläche (010) und auch das Brachydoma (011) vorhanden, ebenfalls in kleinen Facetten. Auch die komplizierteste Kombination, bei der zu den genannten Flächen noch (111) in ziemlicher Ausdehnung tritt, ist verhältnismäßig einfach. Die Kristalle sind sämtlich nach der vorherrschenden Fläche (001) tafelig; sie sind meist klein, und messen bis 3 oder 4 cm nach der Makroachse. Solche größere Kristalle beherbergen zahlreiche Einschlüsse von Antimonglanz, Bleude und Cervantit. Besonders verbreitet ist der Antimonglanz in einzelnen dünnen Prismen oder in radialstrahligen Gruppen solcher. Die seltene Bleude bildet dunkel gefärbte Tetraederchen. Beide Mineralien ragen manchmal aus dem Schwerspat heraus; in anderen Fällen sind sie verschwunden und haben Hohlräume von ihrer Form hinterlassen. Der aus der Zersetzung des Antimonglanzes hervorgegangene Cervantit bildet radialfaserige Aggregate wie der letztere. Der von anderen Autoren erwähnte Rotspießglanz wurde vom Verf. nicht beobachtet. Manche Schwerspatkristalle sind mit einer dicken Kruste von Eisenoxyd oder -hydroxyd bedeckt.

Dies ist auch bei manchen Kristallen von Quarz der Fall, doch sind manche solche auch wasserhell und durchsichtig. Die Formen sind immer die einfachsten: (10 $\bar{1}$ 1). (01 $\bar{1}$ 0). (10 $\bar{1}$ 0).

Dolomit. Verf. gibt hier die Beschreibung von DELLA VALLE wieder. Die kleinen, krummflächigen, glänzenden Rhomboederchen sind meist gelblich oder rötlich und zuweilen mit einer Haut von Eisenoxyd oder -hydroxyd bedeckt, so daß es sideritähnlich aussieht. Die Analyse hat aber ergeben:

44,44 CO₂, 6,92 Fe₂O₃, 29,00 CaO, 18,70 MgO, 1,75 Unlösliches; Sa. 100,81.

Von Hämatit sind keine Kristalle vorhanden. Auch der Limonit bietet nichts besonders Bemerkenswertes.

Markasit bildet z. T. oktaederähnliche Formen der Kombination (m0p) und (0np), oder radialfaserige Kugeln und oxydiert sich leicht zu Eisenvitriol. Die Analyse hat ergeben:

0,58 H₂O, 0,83 SO₃, 0,71 FeO, Spur As, 48,65 S, 42,69 Fe, 6,48 unlöslich in HNO₃; Sa. 99,94.

Kalkspat bildet kleine, von Eisenoxyden bedeckte Rhomboederchen.

Pharmakosiderit findet sich in Form kleiner grüner Würfelchen.

Antimonglanz kommt auch als große Seltenheit außerhalb des Schwerspats vor und verwittert so zu Cervantit und Rotspießglanz.

Max Bauer.

F. Zambonini: Über einige Mineralien von Canale Monterano in der Provinz Rom. (Zeitschr. f. Krist. 40. 1904. p. 49—68. Mit 1 Taf.)

Die Mineralien stammen aus den Tuffen in der Nähe der Schwefelgrube von Canale Monterano und werden vom Regen aus diesen herausgewaschen.

Magneteisen. In kleinen Körnern und Kriställchen bis 4 mm sehr verbreitet. Beobachtete Formen: (100), (111), (110), (311). Häufigste Kombination: (110). (111), wozu nicht selten untergeordnet (311) tritt. Auch: (111). (110), (311). (100). Herrschend bald (111), bald (110). Deutliche TiO_2 -Reaktion.

Olivin. Hellgelblich bis tief ölgelblich. Meist abgerollt, deutliche Flächen selten. Beobachtete Formen: c (001), b (010), m (110), s (120), r (130), k (021), d (101), e (111). c ist im Gegensatz zu anderen vulkanischen Olivinen sehr groß. (010), (110) und (120) fehlen nie, sonst sind verschiedene Kombinationen vorhanden.

Melanit. Ein Kristall mit (110) und (211).

Gelber Granat. Drei dunkelgelbe, fast undurchsichtige, kleine Granatoeder.

Vesuvian. Zwei Kristalle: 1. grünlichgrau und undurchsichtig; 2. kastanienbraun und etwas durchsichtig.

1 zeigt: a (100) . c (001) . m (110) . f (210) . p (111) . s (311).

2 hat: a . c . m . f . h (310) . p . t (331).

Letzterer ist viel schöner und liefert genaue Winkelwerte, die aber auf starke Störungen schließen lassen. Aus ihnen folgt im Mittel: $c = 0,53094$.

$$001 : 111 = 36^{\circ} 53' \text{ (gem. im Mittel)} \quad 36^{\circ} 54' 05'' \text{ (ger.)}$$

$$001 : 331 = 66 \text{ } 07 \quad \text{''} \quad \text{''} \quad \text{''} \quad 66 \text{ } 03 \text{ } 45 \quad \text{''}$$

Schwarzer Augit. Häufigstes Mineral der Lagerstätte. Länge (// Achse c) von wenigen bis 28 mm, Dicke bis 13 mm. Meist nach c verlängert bis zum Nadelförmigen und nach (100) tafelig. Von den beobachteten Formen fehlen (100), (010), (110) und $(\bar{1}11)$ nie, $(\bar{2}21)$ und (021) sind häufig, (111), (301), sowie (441), (605) (neu) und $(\bar{3}31)$ sind selten. Sie bilden zahlreiche Kombinationen, in denen die 4 Formen: (100), (010), (110) und $(\bar{1}11)$ niemals fehlen und in 108 von 200 untersuchten Fällen allein vorhanden sind. Dazu treten $(\bar{2}21)$ 82mal, (021) 74mal, (111) 9mal etc. Es sind also folgende Kombinationen beobachtet: 1. jene 4 nie fehlenden Formen. Dazu treten: 2. $(\bar{2}21)$; 3. (021); 4. $(\bar{1}11)$; 5. $(\bar{2}21)$ und (021); 6. (021) und (605); 7. $(\bar{2}21)$ und (301); 8. (021), (111) und (301); 9. $(\bar{2}21)$, (021) und (111); 10. $(\bar{2}21)$, $(\bar{3}31)$ und (111); 11. (111), (441) und (021).

Die Kristalle sind nur zuweilen symmetrisch, meist ganz unregelmäßig ausgebildet. Zwillinge (nach dem gewöhnlichen Gesetz) sind selten. Häufiger sind parallele und nicht parallele Verwachsungen mit parallelen Achsen c. Ätzerscheinungen, mehr oder weniger ausgebildet, besonders auf den Flächen der Prismenzone und auf $(\bar{1}11)$, wogegen sie auf anderen Flächen, z. B. $(\bar{2}21)$ vollkommen fehlen. Ein Kristall ist in schwarzen

Biotit umgewandelt. Letzterer ist zweiter Art und $\rho < v$. Die Messungen der Winkel zeigen, daß die Kristalle des schwarzen Augits von Canale Monterano keine von den an vulkanischen Mineralien gewöhnlichen Störungen zeigen; Winkel, die gleich sein sollen, unterscheiden sich um höchstens $1\frac{1}{2}'$. Dies stimmt mit des Verf.'s Untersuchungen des vulkanischen Augits vom Albaner Gebirge (dies. Jahrb. 1902. II. -24-), auf dessen Achsensystem sich unsere Kristalle sehr gut beziehen lassen. In dünnen Schliffen werden die schwarzen Kristalle hellgelb durchscheinend. Dichroismus fast unmerklich. Einschlüsse fehlen meist fast ganz, doch stellt sich in manchen Kristallen ziemlich viel Eisenhydroxyd ein. Auslöschungsschiefe auf b (010) = 47—49°. Die Analyse ergab:

50,88 SiO₂, 1,02 TiO₂, 5,36 Al₂O₃, 1,21 Fe₂O₃, 4,67 FeO, Spur MnO, 22,96 CaO, 13,78 MgO, 0,50 Na₂O, 0,34 H₂O; Sa. 100,72.

Grüner Pyroxen. Ist nach den Auslöschungsschiefen z. T. grüner Augit, z. T. Ägirinaugit.

Grüner Augit, gras- bis dunkelgrün, fast schwarz, meist nach Achse c verlängert (bis 8 mm). Begrenzung: a (100), b (010), m (110), s (111), z (021), m stark herrschend. Enden meist abgebrochen. Auf Flächen der Prismenzone Ätzerscheinungen. Auf b Auslöschungsschiefe c:c = 50—56°. Pleochroismus: a grüngelb, b dunkelgrün, c hellgrasgrün, selten a hellgrün, c gelbgrün. Die Winkel von denen des schwarzen Pyroxen etwas verschieden.

Ägirinaugit. Seltener. Hellgrün, meist ohne Endflächen. Beobachtet die Kombination: abmgsz. Auslöschungsschiefe c:c auf (010) = 71°, auf (110) = 58°. Pleochroismus wie oben. Größe der Kristalle sehr gering, ebenso Menge, so daß eine Analyse unmöglich, doch ist viel Na und wenig Fe konstatiert. Vielleicht liegt Fedorowit vor.

Sanidin. Durch Schwefelemanationen trüb und zersetzt zu Kaolin, meist aber wasserhell, selten gelblich, höchstens 6 mm lang. Begrenzung: P (001), M (010), T (110), z (130), y (201), n (021), o (111), g (112), *m (556) (neu). m:P = 29° 48' (gem.); = 29° 57' 44" (ber.). Einfachste Kombination: 1. P, M, T; zu diesen nie fehlenden Flächen gesellen sich: 2. z; 3. y; 4. y und o; 5. z und y; 6. z, y und n; 7. y, o und n; 8. y, o und g; 9. y, o, g und m; 10. z, y, o und n. Kombination 8 und 9 wurde nur einmal beobachtet. Einfache Kristalle häufig und von wechselndem Habitus. An wenigen sind sämtliche Winkel genau meßbar. Man erhält daraus das Axenverhältnis im Mittel: a:b:c = 0,65514:1:0,55134; β = 64° 0' 47", ziemlich verschieden von den Werten, die für andere Vorkommen gelten. Für den Sanidin im allgemeinen berechnete Verf.: a:b:c = 0,65502:1:0,55267; β = 63° 55' 30".

Manebacher Zwillinge. Sehr selten, meist tafelförmig nach M.

Bavenoer Zwillinge. Sehr häufig, meist die Kombination: PMTz, dazu selten y und o. Der Habitus ist wechselnd. Durchkreuzung nicht selten. Die Winkel schwanken von einem Zwilling zum anderen stark.

Karlsbader Zwillinge. Ziemlich selten; immer nach M tafelförmig. Fast stets: MPTzy und zuweilen o.

Doppelzwillinge. Zwei Bavenoer Zwillinge sind an einem Kriställchen so verwachsen, daß die Verwachsungsfläche senkrecht zur Kante P/M ist.

Ein Kristall wird durch die ungewöhnliche Größe einer Fläche y (130) und das Auftreten nur einer großen Fläche o ($\bar{1}11$) in der Flächenanordnung asymmetrisch. Die Winkel entsprechen dem und ebenso die Verhältnisse der Auslöschung, so daß der Kristall, da er dem Orthoklas immerhin sehr nahe steht, zu dem Mikroklin gehören würde.

Biotit. Schöne Kristalle, nach der Basis dünntafelig. Schwarz, dünn. Lamellen hellbraun durchscheinend. Bis 3 cm groß. Begrenzung: c (001), b (010), μ ($\bar{1}11$), q ($\bar{1}14$), o (112), α (021), e (023). Häufigste Kombination: (001). (010). ($\bar{1}11$) mit wechselnder Größe von (010) und ($\bar{1}11$). Zuweilen Verlängerung nach der a -Achse. Auch andere Kombinationen werden beschrieben, darunter solche mit unbestimmbaren Flächen (Ohk) aus den Zonen der Achse a , wovon sicher (021). Es ist ein Glimmer zweiter Art. $2E$ schwankt stark; $18^\circ 30'$, $15^\circ 10'$ und $16^\circ 45'$ (für rot) wurden an 3 Platten eines Kristalls gemessen. 2 Platten eines anderen Kristalls gaben für rotes Licht: 20° und 27° . Alle gemessenen Werte schwanken zwischen 10° und 28° . $\rho < \nu$. Max Bauer.

W. Lindgren and W. F. Hillebrand: Minerals from the Clifton-Morenci District, Arizona. (Amer. Journ. of Science. 1904. 18. p. 448—460.)

Die Kupfererzablagerungen von Clifton und Morenci bestehen z. T. aus unregelmäßigen oder plattigen oxydischen Erzkörpern in paläozoischen Kalksteinen, z. T. aus kiesigen Erzen, die mit Spalten in einem Granitporphyr oder denselben Kalksteinen verknüpft sind.

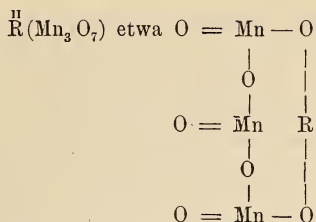
Coronadit. Fundort: Westende des Coronada-Ganges. Dunkelmetallisch, faserig. $H. = 4$. Strich bräunlich. Verwittert zu Brauneisenerz. Mit Quarz. Im allgemeinen vom Aussehen eines Psilomelans.

MnO_2 56,13, MnO 6,56, PbO 26,48, ZnO 0,10, CuO 0,05, MoO_3 0,34, Al_2O_3 0,63 (mit etwas TiO_2 , P_2O_5 , V_2O_5), Fe_2O_3 1,01 (Oxydationszustand unbekannt), H_2O 1,03 (bei 100° nichts, unter 200° 0,14 %), Unlösliches 7,22, ferner CaO , MgO , Alkalien und Verlust 0,45.

Das läßt sich wohl folgendermaßen umformen:

	Verhältniszahlen	
MnO_2	56,68	0,6515 = 3,00
MnO	6,11	0,0861
PbO	26,96	0,1165
FeO	0,91	0,0126
ZnO	0,10	0,0012
CuO	0,05	0,0006
H_2O	1,03	0,0572 = 0,264.

Wasserfrei ergibt dies die Formel:



wobei R^{II} = Pb oder Mn. Das wäre also ein Salz von $\text{H}_2\text{Mn}_3\text{O}_7$; abzuleiten: $3\text{H}_4\text{MnO}_4 - 5\text{H}_2\text{O}$ oder $3\text{H}_2\text{MnO}_3 - 2\text{H}_2\text{O}$. Hält man den H_2O -Gehalt für wesentlich, so müßte man schreiben $\text{R}_4\text{H}_2(\text{Mn}_{12}\text{O}_{29})$, eine Formel, deren hohe Atomzahl Verf. nicht für bedenklich hält.

Kupferglanz ist im Clifton-Distrikt sehr gewöhnlich. Gewöhnlich ist er mit Eisenkies verwachsen, und zwar findet er sich in Körnern und Schnüren, welch letztere selten 2—3 Fuß Dicke übersteigen. Gewöhnlich ist das Erz erdig, zuweilen säulig oder faserig. Alle größeren Erzkörper kommen in Porphy vor, sonst auch in Kalkstein mit Rotkupfererz und Malachit. Der Kupferglanz entstand nach den Verf. aus Eisenkies unter dem Einfluß von kupfersulfatischen Gewässern. Außer ihm entstanden Quarz, Chalcedon, Kaolin. Im Porphy setzt die Kupferglanzbildung längs der Gänge bei 100—200 Fuß unter der Erdoberfläche ein, hält an bis 400 Fuß, auch mehr. Tiefer finden sich Eisenkies, Kupferkies, Zinkblende.

Willemit. Sehr kleine graue Prismen auf Granatfels im Modoc-Bau, auf der Nordseite des Modoc Mountain.

Kieselzinkerz. Kleine, klare Kriställchen auf verwittertem Granatfels der Shannon-Grube.

Dioplas. Fundort: Stevens Minengruppe, Westseite des Chase-Baches, nahe Garfield Gulch. Mit Chrysokoll in Kalkstein. Nach PENFIELD sind es Ansammlungen 1—2 mm großer, schön grüner Kristalle vom üblichen Dioplas-Habitus. Optisch normal.

Chrysokoll kommt sehr häufig in den oxydierten Teilen der Erzablagerungen vor, ist aber dort kein wichtiges Erz. Im allgemeinen ist es in Porphy und Granit häufiger als in Kalkstein. Eine Analyse ergab: SiO_2 31,65, CuO 34,90, H_2O 26,30, Al_2O_3 3,80, Unbestimmt 3,35; Summe 100,00. Nicht amorph, denn man erkennt u. d. M. Doppelbrechung. Chrysokoll des Modoc-Baus zeigt in Schliffen entweder vorherrschend ein kryptobis mikrokristallines Aggregat von Teilchen mit hoher Doppelbrechung, oder faserige und filzige Aggregate mit völliger Auslöschung und mäßig starker Doppelbrechung oder schließlich faserige Krusten, bei denen die Fasern parallel gelagert sind und in ihrer Gesamtheit fast wie ein einziger Kristall erscheinen. Auslöschung // und \perp zur Faserrichtung, die optisch negativ bei starker, etwa augitartiger Doppelbrechung ist.

Kupferpecherz kommt unter den Oxydationserzen in Kalkstein vor mit Kupferlasur, Malachit, Chrysokoll. In Dünnschliffen ist es opak bis durchscheinend. Isotrop. Ein Erz von der Detroit-Grube ergab: CuO 28,6, ZnO 8,4, MnO_2 21,2, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{P}_2\text{O}_5$ 4,0, unlöslich in HCl

22,8, Glühverlust 16,3, abzüglich O (Umwandlung von MnO_2 zu Mn_3O_4) 13,7; Summe 98,7.

Morencit. In der Arizona Central-Grube, Morenci, wurden in bräunlichen oder grünlichen Massen bräunlichgelbe, seidigfaserige Schnüre gefunden. Es handelt sich bei letzteren wie ersteren um dasselbe Mineral, das aber in dem umschließenden Material durch Chlorit und Eisenkies verunreinigt ist. U. d. M. sind die Fasern bräunlichgelb, leicht pleochroitisch; Doppelbrechung stark, Auslöschung // und \perp zur Faserrichtung. Die Analyse ergab: SiO_2 45,74, TiO_2 Spur, Al_2O_3 1,98, Fe_2O_3 29,68, FeO 0,83, MnO Spur, CaO 1,61, MgO 3,99, K_2O 0,20, Na_2O 0,10, H_2O (105°) 8,84, H_2O (150°) 0,12, H_2O (unter Rotglut) 4,27, H_2O (Rotglut) 0,69, CuO wenig, FeS_2 0,66, P_2O_5 0,18; Summe 98,89. Molekularverhältnisse rund: SiO_2 11, $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ 3, $FeO + MnO + CaO + MgO + K_2O + Na_2O$ 2, H_2O (150°) 7, H_2O (sonst) 4.

Wasserfrei berechnet ergibt sich: $\overset{II}{R}_2 \overset{III}{R}_6 (SiO_3)_{11}$, also ein Metasilikat, mit dem Gesamtwasser ein Orthosilikat $\overset{I}{R}_{22} \overset{II}{R}_2 \overset{III}{R}_6 (SiO_4)_{11}$. Die Verhältnisse sind also noch nicht klar. Der Name Morencit ist nach dem Fundort gewählt.

Libethenit fand sich im Coronado-Gang; er bildet Kristalle kleiner als 1 mm in Länge und sitzt in Hohlräumen von Quarzit. PENFIELD teilt darüber folgendes mit: Farbe licht- bis dunkelolivengrün. Kombination ∞P (110), $P\infty$ (011), gelegentlich auch $\infty P\infty$ (010). Ebene der optischen Achsen OP (001), eine Achse jeweils fast \perp ∞P (110), wie es auch DES CLOIZEAUX von Libethenit bereits angab.

Brochantit ist sehr gewöhnlich, meist mit Malachit verbunden, der die Gegenwart des für selten gehaltenen Minerals maskiert. Besonders häufig in Gängen von Porphyry, doch auch im Kalkstein in unregelmäßigen Ablagerungen. Das in Rede stehende Mineral spaltet ausgezeichnet nach dem Brachypinakoid. Ebene der optischen Achsen $\infty P\infty$ (100); erste Mittellinie Achse b. Sehr schwacher Pleochroismus. Doppelbrechung geringer als bei Malachit, etwa wie bei Pyroxen. Keine Zwillingbildungen. Wahrscheinlich wird sich Brochantit auch bei manchen anderen Malachitvorkommnissen finden.

Spangolith. Dies seinerzeit von PENFIELD entdeckte, chemisch eigenartige Mineral, ein basisches Chlorosulfat von Kupfer und Aluminium, fand sich in der Metcalf-Grube der Arizona-Kupfer-Gesellschaft. Die betreffenden Proben bestehen aus weißem, sericitisiertem, z. T. silifiziertem Granitporphyry, der in Schnüren und unregelmäßigen Massen Rotkupfererz enthält, das gediegen Kupfer einschließt und von Krusten aus Malachit, Brochantit und Chrysokoll bedeckt ist. Ein weicher, bläulichgrüner Überzug auf Chrysokoll besteht aus mikroskopischen hexagonalen Kriställchen, dem Spangolith.

Gerhardtit. Die Granitporphyryklippen des Chase Creek Cañon bei Metcalf zeigen oft einen hellgrünen Überzug, der offenbar durch Einwirkung der Tagewasser auf den kupferhaltigen Fels entstanden ist. Der dünne Überzug besteht aus kleinen, grünen Warzen. Es wurde nachgewiesen,

daß er aus einem Nitrat und einem Chlorid besteht. Wahrscheinlich handelt es sich um das basische Nitrat Gerhardtit und wohl Atacamit. Für Spangolith wurde zu wenig SO_3 gefunden. F. Rinne.

F. L. Ransome: The geology and ore-deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona. (Professional Paper No. 21. U. S. Geol. Survey. 168 p. Mit 29 Taf. u. 5 Textfig.)

Der Bisbee-Distrikt liegt in Cochise County, im südwestlichen Teil von Arizona. Er umfaßt einen Teil der Mule Mountains. Hier befindet sich die berühmte Copper Queen Mine, die in dem Zeitraum zwischen 1877 und 1902 den enormen Ertrag von 378 047 210 Pfund Kupfer geliefert hat. Das Erz enthielt ursprünglich etwa 23 % des Metalls. In der Tiefe wurde es ein Gemenge von Sulfiden mit ungefähr 12 % Cu. Die ältesten Gesteine der Gegend sind kristalline Schiefer von cambrischem Alter. Diese werden überlagert von 430 Fuß cambrischer Quarzite und 4500 Fuß Kalkstein, der Teile des Cambrium, Devon und Carbon repräsentiert. Am Schluß des Carbon wurden die Schichten durch Faltung und Verwerfungen gestört und durch Intrusionen von Granit durchsetzt. Die wichtigsten Mineralbildungen des Distrikts geschahen in dieser Zeit. Die paläozoischen Kalke werden von 4500 Fuß cretaceischer Sandsteine, Schiefertone und Kalke überlagert.

Mit Ausnahme der Kupfererze sind die einzigen Minerallagerstätten in dem Distrikt eine kleine Anhäufung von Bleicarbonat in Kendrick's Gulch und ein Goldquarz. Die Kupferablagerungen verraten sich an der Erdoberfläche durch die Gegenwart rostiger Massen von Limonit, welche die Örtlichkeiten der Zertrümmerung und der Mineralbildung in den Kalken bezeichnen. Sie entstehen durch die Verwitterung von Pyrit, aus dem das Kupfer von in die Tiefe hindurchdringenden Wässern ausgezogen wurde. Keine der abbauwürdigen Lagerstätten steht mit Verwerfungen oder Gängen in Verbindung. Mit wenigen Ausnahmen sind es unregelmäßige Verdrängungen des Kalksteins. Die Hauptlagerstätte ist auf ein kleines Gebiet innerhalb und nahe der Stadt Bisbee beschränkt.

In der obersten oxydierten Zone sind die Mineralien, die am häufigsten vorkommen: Kupfer, Cuprit und Gold. Gold trifft man nur in der Easter Sunday Mine. Es findet sich auf kleinen Kalkspatadern. Kupfer war früher häufig; gegenwärtig trifft man es in Gesellschaft von Cuprit und Sulfiden, eingebettet als Körner, und Kristalle in einem weichen Ton. In der Calumet und Arizona mine verkittet ein unregelmäßiges Gewebe des Metalls Massen von kristallinem Cuprit. Das letztere Mineral ist ein reichlicher und wichtiger Bestandteil des Erzes. Es zeigt manchmal eine unreine erdige Beschaffenheit und ist gemengt mit Limonit und Ton, bildet auch zuweilen kristalline Massen in Verbindung mit gediegenem Kupfer. Melaconit kommt ebenfalls vor, gemengt mit Pyrolusit, ein schwarzes, rußiges Pulver bildend, das z. T. bis zu 15 % Cu enthält. Die kleinen schwarzen Kristalle aus der Copper Queen Mine sind von Kognit

beschrieben worden (Proc. Philadelphia Acad. Nat. Sci. 1891. p. 284—289) unter dem Namen *Paramelaconit*; sie wurden vom Verf. als vielleicht zum *Tenorit* gehörig angesehen. Unter den anderen Mineralien des eisernen Hutes fanden sich *Malachit*, *Azurit*, *Cerussit*, *Chrysokoll*, *Melanochalzit*, *Aurichalcit* und *Brochantit*. Der *Malachit* der *Copper Queen Mine* ist bekannt. Er fand sich früher in großen Massen, die die Wände von Höhlungen im Kalk bedeckten, und zwar in Form nierenförmiger und traubiger Kristallgruppen, und als sammetartiger Überzug auf den Drusenwänden. Das Mineral ist gewöhnlich begleitet von *Brochantit* und *Chrysokoll*. *Melanochalzit* wurde zuerst beschrieben von KÖNIG (Amer. Journ. of Sc. (4.) 14. 1902. p. 404—409) als eine zerbrechliche pechschwarze Substanz, die einen dünnen Überzug über Kernen von *Rotkupfererz* bildet und die ihrerseits wieder von *Chrysokoll* umschlossen wird. Mikroskopische Untersuchung einiger dieser Aggregate zeigten die Gegenwart eines Kerns von kristallinem *Cuprit*, *Kupfer* und *Brochantit*, umgeben von dünnen konzentrischen Hüllen von *Melanochalzit*, einem olivengrünen, schön durchsichtigen, isotropen Mineral von unbekannter Natur, *Chrysokoll* und *Malachit*. Der *Brochantit* bildet kleine Nester und Äderchen in dem *Cuprit* der *Copper Queen*- sowie in der *Calumet*- und der *Arizona*-Grube.

Sulfide bilden die Hauptmasse des Erzes. Hierher gehören *Pyrit*, *Chalcopyrit*, *Sphalerit* und *Chalcocit*.

Pyrit ist das gemeinste derselben und dasjenige Erz, aus dem die anderen alle entstanden sind. Er kommt in Form kleiner kristalliner Körner vor, verteilt durch einige der intrusiven Gesteine und der benachbarten Schiefer. In den Kalken findet er sich in großen Massen, die allmählich in einen veränderten Kalkstein übergehen, durch den das Sulfid in Form kleiner Körner verteilt ist. Der *Pyrit* in dem Kalkstein ist fast immer vergesellschaftet mit *Tremolit*, *Diopsid*, *Granat*, *Vesuvian* und anderen Silikaten. In einigen Fällen ist der *Kalkspat* ganz durch Silikate und durch *Pyrit*, mit etwas *Quarz* ersetzt. In anderen Fällen fehlen die Silikate und der *Kalk* ist vollständig zu einer Masse von *Quarz* und *Pyrit* umgeändert. Der *Pyrit* ist gleichalterig mit den Silikaten und auch mit diesen verwachsen, eine Tatsache von großer Bedeutung für die Beurteilung der Genesis der Erzkörper. Der *Chalcopyrit* kommt in großen Massen vor, selten in kleineren Partikeln durch den *Kalkstein* verteilt. Er ist weniger verbreitet als der *Chalcocit* oder die *Oxyde*. *Chalcocit* ist das Haupterz. Er bildet nur derbe Massen oder ein schwarzes, rußiges Pulver. Er kommt in verschiedenen Tiefen vor, aber nie weit entfernt von dem oxydierten Erze. Sein charakteristisches Auftreten ist in den unregelmäßigen Zonen reicher sulfidischer Erze, die gewöhnlich zwischen den Massen von armem *Pyrit* und den oxydischen Erzen auftreten.

Die Gangmineralien, die die unoxydierten pyritischen Erze begleiten, sind *Tremolit*, *Diopsid* und *Grossular*. Sie liegen in den veränderten Kalken in Form mikroskopischer Kristalle und ersetzen teilweise

oder ganz den Calcit. Vesuvian wurde in Schlfen des umgewandelten Kalksteins der Gruben entdeckt. Quarz ist meist selten, aber nahe bei einer Porphyrmasse, die den Sacramento Hill bildet, ist er häufiger. Die meisten der oxydierten Erze werden von Ton begleitet, der zuweilen weiß, meist aber durch Limonit gefärbt ist. Sie sind es, die hauptsächlich das Gangmaterial bilden.

Die Reihenfolge der Entstehung des Erzmaterials war Pyrit, mit ein wenig Chalcopyrit und Sphalerit, und den begleitenden Mineralien: Tremolit, Diopsid, Grossular, Vesuvian, Chlorit und Quarz. Hierauf folgt der größte Teil des Chalcopyrits und des Sphalerits, und endlich der Chalcocit. In der oxydierten Zone war die Reihenfolge: Cuprit und Kupfer, Brochantit, Melanochalcit, Chrysokoll, Malachit, Azurit und Calcit.

Die Gestalt der Erzkörper ist nahezu tafelförmig oder linsenförmig, und sie liegen gewöhnlich parallel zu den Schichtflächen des umschließenden Kalksteins. Die Erze gehen allmählich und unregelmäßig an ihrer Peripherie in den umgewandelten Kalkstein über. Die ursprüngliche Lage der Erzkörper wurde beeinflusst durch die Gegenwart von Spalten und Kontaktzonen. In der Copper Queen-Grube ist ihre horizontale Ausdehnung bedingt durch zwei wichtige Verwerfungen und den Kontakt des Kalksteins mit dem Sacramento-Porphyr. Zwei Prozesse waren es, welche die jetzt ausgebeuteten Erze gebildet haben: 1. Metasomatische Veränderung des Kalksteins einschließlich der Entstehung der sulfidischen Erze, und 2. Oxydation und die begleitenden Vorgänge der Transportation und Anreicherung. Rundum die Porphyrmasse des Sacramento Hill ist die Zone des umgewandelten Kalksteins ungefähr 1200 Fuß breit. Die Zone am nächsten bei dem Porphyr ist 200 Fuß breit. Sie besteht hauptsächlich aus Calcit und Quarz. Obwohl stark imprägniert mit Pyrit, enthält sie keine wichtigen Erzkörper. Auf die kieselige Zone folgen blaßgrüne, veränderte Kalksteine, in denen Pyrit und die erwähnten metamorphischen Silikate ausgebildet sind. In dieser Zone ist Quarz selten, aber Calcit ist häufig. Während viele der Erzkörper in dieser Zone vorkommen, kennt man andere in dem unveränderten Kalkstein auf der anderen Seite. Es ist klar, daß die Pyritbildung im Kalkstein in der Nähe des Porphyrs in einiger genetischer Beziehung zu der Gegenwart des Intrusivstocks steht. Häufig indessen findet Mineralbildung auf Spalten und im Kalkstein statt, auch wenn kein Porphyr in der Nähe ist. Die große Verwerfung in dem Distrikt bedeutet einen wichtigen Faktor für die Bestimmung der anfänglichen Mineralbildung, durch die nachher abbauwürdige Erze hervorgebracht wurden. Es wird angenommen, daß die Ablagerung des kupferhaltigen Pyrits nebst der Umwandlung des Kalksteins und der begleitenden Gesteine hervorgerufen wurde durch die Mischung von verschiedenen Quellen in der Nähe der Spalten und der Porphyrmasse. Die wichtigste Funktion des Porphyrs ist wohl die, daß er den aus der Tiefe kommenden Lösungen die erforderliche Hitze lieferte, und daß er so den Ort der chemischen Tätigkeit bestimmte, die in der Ablagerung der Erze bestand. Die so ent-

standenen armen Erzkörper wurden nachher angereichert durch Oxydation und nachträgliche Konzentration infolge der angedeuteten Prozesse. Der Chalcocit bildete sich wahrscheinlich nach der folgenden Reaktion: $5\text{FeS}_2 + 14\text{CuSO}_4 + 12\text{H}_2\text{O} = 7\text{Cu}_2\text{S} + 5\text{FeSO}_4 + 12\text{H}_2\text{SO}_4$, in welcher drei Moleküle H_2SO_4 aus der Oxydation von Schwefel abzuleiten sind.

W. S. Bayley.

A. K. Coomaraswamy: Mineral Resources. (Graphite, Mica, Iron ores, Manganese, Gems.) (St. Louis Worlds fair 1904. Official handbook of the Ceylon Court. Colombo 1904. p. 146—152.) [Vergl. auch GRÜNLING, dies. Jahrb. 1902. I. -191-.]

Graphit. Ist unter den Mineralien von Ceylon weitaus das wichtigste. Einzelne Kristalle sind im „Granulit“ (Gneis) und im Marmor zerstreut. Größere Massen von verschiedenen Dimensionen bilden in den kristallinischen Schiefen Lager, Linsen und Gänge, die von ganz geringem Umfange bis zur Dicke eines Yards und mehr steigen. Diese technisch wichtigen Vorkommen sind z. T. ganz rein, manchmal findet man mehr oder weniger große Mengen von Quarz, Glimmer, Feldspat, Pyroxen, Apatit, Schwefelkies etc. eingeschlossen. Die Art der Entstehung ist noch unklar, wahrscheinlich erfolgte sie durch kohlenstoffhaltige Flüssigkeiten oder Gase. Die kleinen Einsprenglinge in den „Granuliten“ und Marmoren sind wohl primär. Die Hauptgewinnung ist in der Süd-, West- und Südwest-Provinz, sowie in der Provinz Sabaragamuwa im Gang. Die Wichtigkeit der Graphitindustrie für Ceylon ersieht man daraus, daß 1899, dem Höhepunkt der Jahresproduktion, 616 385 Zentner gewonnen wurden, welcher Betrag allerdings bis zum Jahre 1902 auf 495 508 Zentner im Wert von 10516 366 Rupien herabgesunken ist. Die Tonne der feinsten Sorte hat einen Wert von 550 Rupien, der aber für geringe Marken bis auf 100 Rupien für die Tonne heruntergeht (vergl. dies. Heft p. -183-).

Glimmer (fälschlich manchmal Talk genannt) findet sich in den Zentralprovinzen stellenweise in Menge, namentlich in der Nähe der Marmorlager. Der in Ceylon in technisch nutzbaren Platten vorkommende Glimmer ist, wie in Canada, fast durchweg Phlogopit, während er in Indien zum Muscovit gehört. Nur selten ist dieser Phlogopit farblos, meist ist er gefärbt, und zwar vorwiegend gelb und flaschengrün. Die Gewinnung ist keine systematische und geht stetig zurück. Der Wert der ausgeführten Ware ist von 43 637 Rupien im Jahre 1896 auf 375 Rupien im Jahre 1902 heruntergesunken. Es ist aber kein Grund vorhanden, warum die Produktion nicht wieder gesteigert werden könnte.

Eisenerze und Manganerze spielen, soweit bis jetzt bekannt, nur eine untergeordnete Rolle.

Edelsteine. Werden zumeist aus Seifen gewonnen, deren Material den kristallinischen Gesteinen entstammt (der edelsteinführende Kies wird in Ceylon illam und nambu genannt). Es sind: Korund in seinen verschiedenfarbigen Varietäten; Topas, auch rosa und farblos; Turmalin von

verschiedenen Farben; Chrysoberyll nebst Katzenauge und Alexandrit; Zirkon nebst Hyacinth und Matura-Diamant; Spinell, blau oder rot, und Balasrubin; Mondstein; Granat, Almandin und Zimtstein; Beryll, und zwar Aquamarin. Fast nur der Mondstein wird aus dem anstehenden Gestein gewonnen. Er kommt hauptsächlich im Dumbara-Distrikt der Zentral-Provinz in Form großer Einsprenglinge in gewissen Quarz-Feldspatgesteinen und Pegmatiten vor, aus denen die besten Stücke mit ausgesprochen blauem Lichtschein in beliebigen Mengen erhalten werden können. Der Preis ist daher verhältnismäßig niedrig. Der Lichtschein wird auf eingewachsene Kaolinplättchen zurückgeführt.

Granat findet sich, anstehend und als Gerölle, in kleinen Exemplaren sehr häufig, größere, schöne, zu Schmucksteinen geeignete sind seltener und werden auch aus dem zersetzten Gestein gewonnen. Zimtstein ist im allgemeinen wenig wert, am teuersten sind tadellose, ins Violett gehende Almandine ohne eine Spur von Braun. Am wichtigsten unter allen Edelsteinen sind die verschiedenen Varietäten des Korund. Rubine, fehlerlos und von der geschätzten Taubenblutfarbe, sind sehr selten, erheblich seltener als in Birma, aber die besten Steine von Ceylon übertreffen die von Birma, da sie nicht den diesen letzteren meist eigentümlichen Stich ins Braune haben. Ein Stich ins Blaue kann bei den Rubinen zuweilen durch Brennen beseitigt werden. Saphir ist seltener und billiger. Es finden sich noch weiße Saphire, sowie orientalische Amethyste und Topase, daneben Asterien, die fast nur in Ceylon vorkommen und die, wenn schön, sehr teuer sind. Von Chrysoberyll ist zu erwähnen das Katzenauge, das ebenfalls ganz auf Ceylon beschränkt ist. Die besten Stücke, die sehr hohen Preis haben, stammen aus den Edelsteingruben von Morawak korale. Von hier stammt auch der schöne Alexandrit. Zirkon zeigt sehr verschiedene Farben, bräunlich- und gelblichrot mit schönem Feuer; der farblose, meist leicht getrübt, ist der Matura-Diamant. Spinell, ebenfalls meist nicht vollkommen klar; der rote ist der falsche oder Balas-Rubin; auch grüne und blaue kommen vor. Von Beryll findet sich fast nur Aquamarin in schönen, fehlerlosen Kristallen; Smaragd ist sehr selten.

Max Bauer.

A. K. Coomaraswamy: Mineralogical Notes. (Spolia zeylanica. 2. Part VI. August 1904. p. 57—64.)

Verf. beschreibt die folgenden in Ceylon aufgefundenen Mineralien:

I. Das neue Mineral. Es ist der zuerst für Uranpecherz gehaltene, hernach von DUNSTAN als ein neues Mineral erkannte und von ihm benannte Thorianit (siehe dies. Heft p. - 165 -).

II. Korund, Sillimanit etc. Ein merkwürdiges Aggregat von Korund und Sillimanit wurde bei Haldumulla (Uva) gefunden, aber nicht anstehend, sondern in losen Blöcken, die von einem unzugänglich steilen Hügel stammen. Neben den genannten Mineralien sind noch Orthoklas-mikroperthit, Granat, Rutil und Ilmenit an dem Gemenge beteiligt, die

aber nicht alle nebeneinander vorkommen, sondern sich z. T. gegenseitig ersetzen. Der Korund bildet violette, hexagonale, teilweise tafelförmige Kristalle, vorzugsweise begrenzt von c (0001) a (11 $\bar{2}$ 0) und r (10 $\bar{1}$ 1), meist weniger als $\frac{3}{4}$ Zoll dick, mit deutlich ausgebildeter rhomboedrischer Absonderung. Der Sillimanit bildet einzelne idiomorphe Prismen oder parallel oder radial verwachsene Gruppen, viel größer kristallinisch, als das sonst beim Sillimanit der Fall ist. Die größten Kristalle sind bis 2 Zoll lang und $\frac{1}{10}$ Zoll dick. Farbe blaßgrau bis farblos in dünnen Schichten. Sillimanit findet sich auf größere Erstreckung und in ziemlicher Menge in den granatführenden Leptyniten zwischen Bandarawela und dem Bambarabotuwa-Distrikt (Sabaragamuwa), in geringer Menge in einem Granatfels von Eraporuwa bei Kolonna in dieser Gegend. Sehr selten ist der Sillimanit im Bezirk von Kandy, überall in Leptyniten von verschiedener Beschaffenheit. Diese sillimanitführenden Leptynite sind leicht kenntlich, da die Blätterbrüche des Sillimanits namentlich auf dem etwas angewitterten Gestein deutlich hervortreten. Feldspat pflegt daneben selten, vielleicht nie vorhanden zu sein.

III. Phlogopit. Beschrieben wird der beinahe farblose Phlogopit von Ampitiya bei Kandy, der dort, wie gewöhnlich der Glimmer in Ceylon, auf der Grenze zwischen körnigem Kalk und Leptynit vorkommt. Er bildet unscharfe, bis 4 Zoll im Durchmesser haltende sechsseitige Tafeln mit natürlicher Absonderung parallel den Schlaglinien. Optisch ist er von zweiter Art. Die beiden prismatischen Schlaglinien schneiden sich unter 60—62°, die anderen Winkel sind 60—59°. Zahlreiche graue haarförmige und sehr dünn tafelförmige Einschlüsse sind parallel und senkrecht zu den Schlaglinien angeordnet. Der Achsenwinkel ist sehr klein, nahezu = 0. Dicke Stücke sind deutlich grünlich und etwas pleochroitisch; dünne Plättchen sind farblos. Die Analyse hat ergeben:

39,39 SiO₂, 17,88 Al₂O₃, 0,21 Fe₂O₃, 25,86 MgO, 1,09 Na₂O, 9,90 K₂O, 3,62 H₂O, 0,84 Verlust beim Trocknen; Sa. = 98,79.

IV. Cyanit. Ist als Bestandteil von Seesanden beobachtet worden, die an der Küste von Ceylon gedreht wurden. Diese Sande sind von verschiedenen Stellen untersucht. Dabei wurden als Begleiter des Cyanits gefunden: Quarz, Korund, Rutil, Turmalin, Glimmer, Feldspat, Zirkon, Granat, Ilmenit, Magnet Eisen etc., die aber nicht immer alle vorhanden sind. Diese Sande wurden sicher aus den höher gelegenen Teilen von Ceylon in das Meer geschwemmt und auf dessen Boden ausgebreitet. Auffallend ist, daß Spinell und Sillimanit durchweg fehlen.

V. Hornstein und Opal. Die an manchen Orten in Ceylon in ziemlichen Mengen vorhandenen Hornsteine und Opale sind Umwandlungsprodukte der Marmore, deren Carbonat durch Kieselsäure ersetzt ist und die stellenweise noch die akzessorischen Gemengteile der Marmore (Spinell, Phlogopit, Graphit, Apatit) enthalten. Häufig ist keine Spur mehr von dem ursprünglichen Carbonat vorhanden, zuweilen finden sich noch Überreste davon. Eine solche Bildungsweise ist auch von anderwärts, z. B. in England vorkommenden Hornsteinen nachgewiesen.

VI. Steatit (Talk). Im kristallinen Kalk oder Marmor von Harakgama, Pata Hewaheta, Zentral-Provinz, entweder in kleinen runden, mandelförmigen Massen bis zu 1 Zoll Durchmesser, oder in kleinen hexagonalen Prismen mit deutlicher basischer Spaltbarkeit, aber unregelmäßiger Endbegrenzung (im Gegensatz zu dem terminal stets ebenflächigen Phlogopit). Es ist eine sekundäre Bildung.

VII. Stilbit (Desmin). Zahlreiche glänzende, durchsichtige Kristalle bedeckten ein Stück Gestein aus der Nilhene-Graphitgrube bei Baddegama. Sie waren von den Formen $c(001)$, $b(010)$, $f(\bar{1}01)$ und $M(110)$ begrenzt und in der gewöhnlichen Weise verzwillingt. Es ist das erste Vorkommen von Desmin in Ceylon.

VIII. Serendibit. Das seltene, bisher nur aus den Mondsteingruben von Gangapitiya, Dumbara, Zentral-Provinz, bekannte Mineral ist jetzt auch in den 4 miles entfernten Gruben dieser Art von Attaragala aufgefunden worden.

IX. Mondstein. Eine Analyse von klarem, farblosem, einschlußfreiem Mondstein von Gangapitiya, Dumbara, Zentral-Provinz, hat die Zusammensetzung eines ziemlich natronreichen Orthoklases ergeben, und zwar die folgenden Zahlen:

65,70 SiO_2 , 19,85 Al_2O_3 , 0,17 Fe_2O_3 , 5,20 Na_2O , 8,04 K_2O , 0,28 H_2O (gebunden), 0,10 Feuchtigkeit; Sa. = 99,34.

X. Kaolin. Ein rötlichgelber, etwas Graphit und eisenhaltige Zerstellungsprodukte führender, nur wenig plastischer Ton von Alutwela Teldeniya, Zentral-Provinz, ergab bei der Analyse:

43,56 SiO_2 , 34,77 Al_2O_3 , 3,40 Fe_2O_3 , 0,36 Na_2O , 0,28 K_2O , 11,90 Wasser, gebunden, 5,63 Feuchtigkeit; Sa. = 99,90.

XI. Sphen. Verbreitet in z. T. regelmäßigen Kristallen in den Gesteinen der Galle-Gruppe von Galle. Gemein in den Kalk-Granulit-Kontaktgesteinen. Einige Kristalle in einem Pegmatitgang in der kleinen Graphitgrube von Talatu-Oya bei Kandy. Der Pegmatit bestand in der Hauptsache aus Quarz, Orthoklas und Pyroxen in grobem Gemenge, mit viel Graphit in Form von Plättchen und Schuppen auf Spalten der anderen Mineralien und anscheinend nach deren Bildung entstanden. Einer der Kristalle ist nach der Messung von G. F. HEBERT SMITH begrenzt von $c(001)$, $m(110)$ und $n(111)$.

XII. Arsenkies. Findet sich in einem Quarz-Feldspat-Turmalin-gestein von Little Valley, Deltota. Er ist silberweiß und unregelmäßig begrenzt. Bisher war das Mineral in Ceylon noch nicht vorgekommen.

Max Bauer.

A. K. Coomaraswamy: The rocks and minerals of Ceylon. (Colombo Museum, guide to the collections. 1905. p. 50–66; Spolia zeylanica. 3. 1905. März. Part IX. p. 50–66. Mit 1 Textfig.)

I. Gesteine. Das Hauptgestein sind die sogen. Granulite; es sind Gneise aus der Gruppe, die im südlichen Indien Charnokit genannt

worden sind. Die große Masse soll eruptiv sein, doch ist auch das Vorhandensein von stark metamorphosierten Sedimenten nicht ausgeschlossen. Die mineralogische Zusammensetzung ist sehr mannigfaltig. Es sind körnige Quarzgesteine zuweilen mit etwas Feldspat und Granat, Leptynite, eigentliche Charnokite und Pyroxengranulite, daneben Gesteine von der Zusammensetzung der Norite, der Diorite und der Gabbros, sowie dunkle und schwerbasische Typen, die fast nur aus Pyroxen, Amphibol und Granat bestehen. Intrusive grobkörnige Pegmatitgänge, z. T. als Schrifftgranit ausgebildet, sind vorhanden. Mehr oder weniger mächtige Schichten von kristallinischem Kalk sind zwischengelagert, oft getrennt von den Silikatgesteinen durch eine Zone eines dunkelgrünen, schweren Gesteins, das im wesentlichen aus Pyroxen und Glimmer, oft mit Spinell, besteht. Die Kalke sind oft dolomitisch und schließen häufig akzessorische Mineralien ein, vorzugsweise Forsterit und Phlogopit, auch Graphit, sowie Schwefelkies, blauen Apatit, Spinell, Amphibol, Chondroit, Skapolith etc. Auch Aggregate dieser akzessorischen Mineralien sind zuweilen in Kalk eingeschlossen, sowie eine pyroxengranulitähnliche Masse, die aber stets Skapolith und Titanit enthält. Pyroxenskapolithaggregat mit Amphibol, Glimmer und Kalkspat sind spärlich zwischengelagert, nicht selten auf der Grenze zwischen Kalk und Granulit.

Die Galle-Gruppe umfaßt eine Reihe ähnlicher Gesteine aus der Gegend von Galle, die durch einen Wollastonitgehalt ausgezeichnet sind und die daneben vorzugsweise aus Pyroxen, Skapolith, Titanit und Graphit in wechselndem Mengenverhältnis bestehe, in allmählichem Übergang mit Quarzfeldspatgesteinen verbunden. Die Schichten werden durchsetzt von Gängen, die aus Orthoklas, Quarz und Wollastonit bestehen; Kristalle von Orthoklas und Quarz sind zuweilen bis 3 Fuß lang, in den Zwischenräumen liegt der Wollastonit.

Unter der Balangoda-Gruppe umfaßt man eine Reihe granitischer Gesteine intrusiv in den Charnokiten, besonders in dem Balangoda-Bezirk. Haupttypen sind: Zirkon-, Allanit-, und Magnetit-Granite (oder -Pegmatite) und Granite ohne akzessorische Beimengungen. Aus ihnen stammt der Thorianit und der vielfach verbreitete Ilmenit, sowie Baddeleyit, Beryll, Zinnstein, Chrysoberyll, Fergusonit, Geikielith, Rutil, Spinell, Thorit, Topas und manche Turmaline.

Zersetzungsprodukte sind der Hornstein und Opal, aus den Kalken hervorgegangen; Laterit (Cabuk), ein typisches Umwandlungsprodukt der Granulite, hauptsächlich aus Aluminiumhydroxyd bestehend, sowie verschiedene Tone, u. a. Kaolin, gleichfalls aus Granulit, speziell deren Feldspat entstanden. Sedimentärgebilde sind Flußkiese (z. T. mit Edelsteinen) und Alluvialtone. Marine Bildungen sind die Korallenriffe. Als vulkanische Gesteine finden sich da und dort Dolerite, doch sind sie wenig verbreitet.

II. Mineralien. Die Mineralien Ceylons werden nach ihrem Vorkommen in drei Gruppen eingeteilt: 1. Mineralien der kristallinen Gesteine. 2. Gangmineralien. 3. Zersetzungsprodukte von anderen Minera-

lien und von Gesteinen. Mehrere Spezies (Thorianit, Geikielith und Serendibit) sind bisher nur in Ceylon gefunden worden, Baddeleyit zuerst hier, dann auch in Brasilien.

Graphit. Bildet Gänge und Nester in den kristallinen Schiefern und Kalken. Nicht selten sind faserig-stengelige Massen, die Fasern und Stengel senkrecht zu den Wänden der $\frac{1}{3}$ Zoll bis mehrere Fuß mächtigen Gänge. Selten sind einzelne Plättchen, zuweilen von regelmäßig sechsseitiger Begrenzung in diesen Gesteinen. In den Gängen ist der Graphit zuweilen ganz rein, oder die Mitte des Gangs wird von einem Aggregat von Quarz und Pyrit eingenommen, oder der Graphit ist unregelmäßig mit Feldspat, Quarz und Glimmer, sowie mit Trümmern des Nebengesteins gemengt. Der Graphit füllt als jüngste Bildung die Hohlräume zwischen dem übrigen, die Spalten erfüllenden Material aus, dringt aber kaum, und stets nur sehr wenig tief in das Nebengestein ein (vergl. dies. Heft p. -178-). Schwefel, Zersetzungsprodukt von Schwefelkies. Gold, wenig Waschgold. Salz, aus Meerwasser. Schwefelkies, gemein im Gneis und Marmor, weniger Magnetkies. Markasit. Eis, bildet sich zuweilen im Gebirge. Korund, ist der wichtigste Edelstein in Ceylon in seinen verschiedenen Varietäten (s. dies. Jahrb. 1905. II. -13- u. dies. Heft p. -179-). Nur an zwei Stellen findet sich aber das Mineral auf ursprünglicher Lagerstätte. Bei Talatu-oya liegen blaue hexagonale Kristalle in einem schmalen Band eines Feldspathgesteins; bei Haldummulla kommen violette oder purpurfarbige hexagonale Kristalle in einem Korund-Sillimanitgestein vor. In Südindien trifft man Korund als primären Bestandteil in einem Feldspatgestein und in tonerdereichen Gesteinen als Produkt der Kontaktmetamorphose. In Birma finden sich die Rubine im Marmor ganz in derselben Weise wie in Ceylon. Hämatit, Verwitterungsprodukt der Granulite. Limonit ebenso, bildet das Haupteisenerz Ceylons und wurde früher viel verarbeitet. Hydrargillit, bildet mit Eisenhydroxyd die Hauptmasse des gewöhnlichen Laterits (Cabuk). Zinnstein (s. dies. Heft p. -166-). Rutil. Thorianit (s. dies. Jahrb. 1905. II. -355-). Formel: $\text{ThO}_2 + \text{UO}_3$ mit einem großen Helium-, aber einem nur kleinen Radiumgehalt. Baddeleyit. Quarz, sehr häufig in der Charnokit-Reihe, schöne Drusen auf Hohlräumen im kristallinen Kalk von Welimoda, viele zweiseitige Kristalle in den Edelsteinwäschchen. Hornstein im Kalk (s. dies. Heft p. -180-). Chalcedon. Opal. Psilomelan, mit Rot- und Brauneisenstein in Gängen, auch knollenförmig als Zersetzungsprodukt der Gneise. Spinell, blau, grün und besonders rot (Balasrubin). Häufig in körnigem Kalk, grün zuweilen in den Granuliten und in dem schweren grünen Gestein zwischen diesen und den Kalken. Der rote edle Spinell der Edelsteinseifen stammt wohl aus den körnigen Kalken. Magnet Eisen, häufig akzessorisch in den Granuliten und den Kalken. Chromeisenstein. Chrysoberyll nebst Katzenauge und Alexandrit; bildet zuweilen große Kristalle mit den bekannten Zwillingen. Der Lichtschein beruht auf der Anwesenheit von feinen Kanälen, die symmetrisch in den

Kristallen eingewachsen sind. Kalkspat im Marmor. Dolomit, zuweilen im Marmor, auch regelmäßig mit Kalkspat verwachsen. Forsterit, sehr verbreitet in den Marmoren, meist in kleinen farblosen Individuen, die aber zuweilen durch beginnende Zersetzung oberflächlich dunkel gefärbt sind. Klinohumit, selten im Marmor. Pyroxen, und zwar: Hypersthen im Charnokit. Diopsid, höchstens blaßgrün, im Marmor. Manganhedenbergit, besonders in den Gesteinen der Galle-Gruppe und in ähnlichen. Augit in manchen Pyroxengranuliten. Wollastonit, nur in den Gesteinen der Galle-Gruppe und in großen Individuen in gewissen grobkörnigen Pegmatiten. Amphibole, und zwar: Tremolit, hellfarbig im Marmor. Hornblende, ebenso und dunkelgrün in manchen basischen Granuliten und in Kontaktzonen. Ilmenit, sehr verbreitet, besonders auch in den Edelsteinseifen und den schwarzen Sanden. Geikielith, in den Edelsteinwäschern. Titanit (Sphen), charakteristisch für die Gesteine der Galle-Gruppe etc. Talk (Steatit), selten in den Marmoren. Serpentin, ein Umwandlungsprodukt des Forsterit, nicht selten. Apophyllit. Topas¹ in verschiedenen Farben nur in den Edelsteinseifen, der weiße heißt „Wassersaphir“, der rosenrote „Königstopas“, der grünlichblaue „Aquamarin“. Andalusit. Cyanit nur im Seesand (s. dies. Heft p. -180-). Sillimanit, selten in deutlichen Kristallen in den Edelsteinseifen, verbreitet in den Leptyniten, z. T. in radialfaserigen Aggregaten, mit Granat, Korund, Feldspat, Ilmenit und Rutil (s. auch Korund, dies. Heft p. -179- u. -185-). Feldspate, und zwar: Orthoklas, vor allem die Varietät des Mondsteins (vergl. dies. Heft p. -181-). Plagioklas in allen kristallinen Gesteinen. Mikroklin, seltener als Orthoklas, in den Granuliten. Glimmer, und zwar Muscovit, selten in Ceylon, Biotit, in kleinen Plättchen im Charnokit und in Gängen. Phlogopit ist der verbreitetste Glimmer im Marmor, in Gängen und auf der Grenze zwischen Marmor und Granulit. Die Kristalle, bis 2—3 Fuß im Durchmesser, sind gelb, braun, rötlich und grün, selten farblos (vergl. dies. Heft p. -178- u. -180-). Turmalin (vergl. dies. Heft p. -185-), was die Edelsteinsucher „toramalli“ nennen, ist meist Zirkon. Serendibit (vergl. dies. Heft p. -181-) in dem Diopsidgestein auf der Grenze zwischen Marmor und Granulit im Dumbara-Bezirk, Zentralprovinz. Skapolith, häufig in den Wollastonit-Skapolithgneisen von Galle; auch im Kalk und in den Grenzgesteinen gegen den Granulit. Desmin selten. Zoisit. Orthit, in Granitgängen bei Balangoda. Beryll, und zwar Aquamarin, häufig in den Edelsteinseifen, ebenso Cordierit. Granat, und zwar Zimtstein, nicht anstehend bekannt. Pyrop, Almandin und Spessartin in den Granuliten (vergl. dies. Heft p. -179-). Zirkon, sehr häufig; mikroskopisch in den Granuliten; bei Bangoda zahlreiche Kristalle im

¹ Nach anderen Mitteilungen desselben Verf.'s findet sich in den Edelsteinseifen von Ceylon nirgends wirklicher Topas. Alles, was dort Topas genannt wird, würde danach zum Korund gehören (vergl. auch dies. Heft p. -178-). Ref.

Granit; gemein und meist gut kristallisiert in den Seifen: braun, gelblich, grün und farblos (Matura-Diamant) (s. unten auf dieser Seite u. p. -179-). Thorit. Apatit, blau im Marmor, mikroskopisch im Gneis. Fergusonit. Anhydrit. Uranpecherz ist Thorianit. Wahrscheinlich sind auch Mineralien der Aeschynit- und der Samarskit-Gruppe vorhanden.

Zersetzungsprodukte. Laterit, teils weich und zerreiblich, teils hart und als Baustein brauchbar, hat nur eine lokale Verbreitung. Hauptbestandteile: Hydrargillit und Eisenhydroxyde. Ist besonders aus Granulit hervorgegangen, den er in Fuß bis mehrere Yards mächtigen Mänteln umhüllt. Durch Zersetzung derselben Gesteine hat sich aber auch Ton (Kaolin) gebildet. Hornstein und Opal (vergl. dies. Heft p. -180-). Travertin, zuweilen Mg-haltig, bildet selten größere Ablagerungen.

In einem eigenen Abschnitt werden die Edelsteine und ihre Gewinnung in Ceylon besonders dargestellt und eine von Eingeborenen betriebene Edelsteingrüberei, leider fast unkenntlich, abgebildet. Alle stammen aus Seifen, außer Mondstein und einigen Granaten, und haben ihren Ursprung in den kristallinen Silikatgesteinen. Edelsteingrüberei aus Seifen findet zurzeit beinahe nur in Ratnapura in der Provinz Sabaragamuwa und im Galle-Bezirk der südlichen Provinz statt. Nur wenig wird gearbeitet bei Hatton in der Zentralprovinz und zahlreiche gute Steine stammen von Nuwara—Elliya in den Horton Plains. Unter 5—6 Fuß eines schlammigen Alluviums folgt der edelsteinführende Kies (illam), 1—2 Fuß mächtig, der auf dem zersetzten, meist kaolinisierten Anstehenden (malawa) liegt. Es können aber auch mehrere Kiesschichten übereinander folgen bis zu einer Tiefe von 50—60 Fuß. Gelegentlich findet man zwei Lagen von illam, die durch eine Lehmschicht voneinander getrennt sind. Der aus den Gruben herausgeholte illam wird mit Schüsseln verwaschen; der Waschrückstand besteht lediglich aus Edelsteinen und schweren Mineralien, u. a. Thorianit. Aus diesem Waschrückstand werden die Edelsteine ausgelesen, dann heißt er nambu. Die gefundenen Edelsteine sind die folgenden:

Korund (Saphir und Rubin, nebst Sternsaphir und -Rubin. Weiß meist durch Glühen, von hellblauen Steinen. Bei den meisten Rubinen wird ein Stich ins Blaue durch Brennen beseitigt. Orientalischer Topas und orientalischer Amethyst). Rötlichgelbe Steine heißen Königstopase. Quarz (Bergkristall, Amethyst, Rauchtupas). Spinell, grün, blau (Spinellsaphire) und rot (Balasrubin). Chrysoberyll, grün und gelb, Katzenauge und Alexandrit. Topas, farblos (fälschlich Wassersaphir), selten, gelb, meergrün (sogen. Aquamarin). Orthoklas (Mondstein). Turmalin, braun, bräunlichgrün und gelb. Beryll, Aquamarin und sehr selten Smaragd. Cordierit, Wassersaphir, selten. Granat, rot, violettrot und bräunlichgelb (Kaneelstein). Zirkon, grün, gelb und (durch Brennen) farblos (Matura-Diamant). Das meiste, was toramalli genannt wird, ist nicht Turmalin, sondern Zirkon. **Max Bauer.**

Ananda K. Coomaraswamy und James Parsons: Mineralogical survey. (Ceylon. Administration reports, 1904, 21 p. Mit 3 Taf., 1 Karte u. 10 Textfig.) [Siehe die vorhergehenden Ref.]

Der Bericht gibt zunächst eine kurze Übersicht über die Untersuchungsreisen der beiden Verfasser. Es folgt eine Darstellung des Vorkommens des Korunds, besonders desjenigen auf ursprünglicher Lagerstätte. Seine Verbreitung in der Gegend von Haldummulla ist auf einer Kartenskizze dargestellt (vergl. auch dies. Jahrb. 1905. II. -13-). Vielfach ist der Sillimanit, der in „granatführenden Leptyniten“, Quarz-Feldspat-Granat-Sillimanitschiefern, die den Namen Khondalit erhalten haben, in reichlicher Menge und an zahlreichen Orten gefunden wird, ein Begleiter des Korunds, doch darf man nicht von der Anwesenheit des Sillimanits auf diejenige des Korunds schließen. In nutzbarer Menge scheint Korund (abgesehen von den hierher gehörigen Edelsteinen, der Seifen) nirgends vorzukommen. Ein Abschnitt, der die Eisen- und Stahlbereitung der Eingeborenen beschreibt und in zahlreichen Abbildungen veranschaulicht, ist von ausschließlich technischem Interesse. Im folgenden werden die Mineralien behandelt, die seltene Elemente enthalten, nebst deren Begleitern. Zunächst wird der Thorianit (dies. Heft p. -165-) erwähnt, und sein Vorkommen bei Bambarabotuwa auf einer Karte dargestellt, sodann der Thorit (dies. Jahrb. 1905. II. -355-), ferner der Allanit, die Samarskitgruppe, endlich Fergusonit, Baddeleyit, Geikielith, Zinnstein und Rutil. Die Berylle, Chrysoberylle, Topase, Turmaline und manche Spinelle der Seifen werden mit Wahrscheinlichkeit aus gewissen Gesteinen der Balangoda-Gruppe abgeleitet; von ihnen allen ist aber anstehend bisher nur der Turmalin in einem Granit beobachtet worden.

Eingehend wird das Vorkommen und die Gewinnung der Edelsteine betrachtet, die mit Ausnahme des Mondsteins und eines Teils des Granats nur in Seifen bekannt sind. Diese werden zurzeit nur im Ratnapura-Bezirk und in der Südprovinz bearbeitet, wenn auch noch an anderen Stellen genügend reiche Fundorte bekannt sind (z. B. bei Nuwara ELLIYA). Der Grund, warum die als Edelsteine verwendbaren Mineralien und Varietäten von solchen zum allergrößten Teil auf ursprünglicher Lagerstätte noch nicht bekannt sind (wenn auch manche dieser Mineralien, wie Korund, Spinell, Zirkon, Granat, Turmalin in unbrauchbarer Beschaffenheit in ihrem Muttergestein vorkommen), liegt darin, daß unzersetzte Gesteine in Ceylon anstehend überhaupt sehr wenig zu finden sind. Der edelsteinführende Kies (illam) bildet mehr oder weniger ausgedehnte Ablagerungen von fluviatiler Entstehung. Er besteht aus stärker oder schwächer abgerollten Körnern und Geschieben weißen Quarzes von Schrot- bis mehr als Kopfgröße und geht, bedeckt von Alluvionen verschiedener Art, bis 120 Fuß in die Tiefe. Die Mächtigkeit beträgt bis $2\frac{1}{2}$ Fuß; manchmal trifft man auch zwei und in einzelnen Fällen sogar mehr Ablagerungen übereinander. In einer Anzahl von Profilen werden diese Verhältnisse besonders beschrieben und abgebildet; ebenso wird auch die Art und Weise

der Gewinnung der Edelsteine durch die Eingeborenen in mehreren wohl gelungenen Abbildungen zur Anschauung gebracht. Der durch Graben gewonnene Illam wird in Körben gewaschen und aus dem Rückstand die wertvollen Edelsteine ausgelesen. Die Masse der schweren Mineralien zusammen, die dann noch übrig bleiben, in der Hauptsache schwarz, vorzugsweise Ilmenit, Rutil etc., wird nambu genannt und als unbrauchbar weggeworfen. Den Beschluß macht ein Verzeichnis der von den eingeborenen Edelsteinsuchern gebrauchten Kunstausdrücke nebst ihrer Erklärung, sowie eine kurze Beschreibung der wichtigsten Edelsteinfundorte.

Die kristallinen Kalke, die besonders in Sabaragamuwa verbreitet sind, werden trotz ihrer Unreinheit (Verkieselung (dies. Heft p. -180-) und Anwesenheit fremder Mineralien) vielfach gebrannt. Zahlreiche Fundorte werden kurz beschrieben.

Glimmer (dies. Heft p. -178-) wurde nur an zwei Orten zur technischen Benutzung gewonnen. Das Vorkommen wird genauer angegeben.

Graphit (dies. Heft p. -178-) bildet den Beschluß. Auch von diesem Mineral werden die von den Verfassern genauer untersuchten zahlreichen Gewinnungsorte kurz geschildert.

Max Bauer.

Meteoriten.

H. Moissan: Nouvelles recherches sur la météorite de Cañon Diablo. (Compt. rend. 139. p. 773—780. 1904.)

Auf der Schnittfläche eines 183 kg schweren Blockes dieses Eisens zeigten sich mehrere elliptische Flecke von 1—3 cm Durchmesser, die z. T. von einer schwärzlichen Substanz umgeben oder auch durch Adern derselben untereinander verbunden waren und wegen ihrer Härte das Schneiden sehr erschwerten. Die Analyse des metallischen Hauptteiles ergab neben Fe, Ni und P Spuren von Si und S, ferner 0,26% in HCl Unlösliches und Kohlenstoff. Die elliptischen Klümpchen zerfallen in Salzsäure und gehen unter reichlicher Entwicklung von H_2S z. T. in Lösung; diese enthält außer Fe und Ni ein wenig Kobalt, Phosphor, Kieselsäure, Kalk und Magnesia (Anal. Ia u. Ib). Der unlösliche Teil im Gewicht von ca. 800 g (aus 53 kg Meteoritenmaterial) enthält z. T. nadelförmige, z. T. in deutlichen Würfeln kristallisierte glänzende Teilchen von der Zusammensetzung unter II, welche demnach im wesentlichen P_2Fe_3 entsprechen (berechnet) 26,95 P, 73,05 Fe). In dem Rückstand, der nach wiederholtem Behandeln mit Flußsäure und kochender Schwefelsäure bleibt, fand sich einmal der bisher in der Natur nicht bekannte Karborund, dann Kohlenstoff, im ganzen etwa 40 g. Er ist zum größten Teil amorph, ein kleiner Teil besteht aus Graphit und aus kleinen Diamanten in der Form von Tröpfchen und abgerundeten Oktaedern.

Bemerkenswert scheint Verf. namentlich, daß der Diamant hier den elliptischen Klümpchen, die ihrerseits von amorpher Kohle umhüllt sind, aggregiert ist. Die Erklärung dafür findet er in Versuchen von STEAD,

nach denen sich in kohlenstoffhaltigem Eisen, das längere Zeit auf 700° gehalten wird, das Eisenkarbür in Knötchen anhäuft, ebenso schon etwas vorher das Phosphoreisen, das daher auch hier vom Karbür umgeben wird. Andererseits haben LE CHATELIER und ZIEGLER gezeigt, daß Schwefeleisen sich außerordentlich leicht auch längs der feinsten Spalten im Eisen verteilt. Da nun das Eisen von Cañon Diablo sehr stark von Sprüngen durchsetzt ist und gerade an diesen sich Kohlenstoff und Diamant finden, schließt Verf., daß später wahrscheinlich der Schwefel auf das Eisenkarbür (wie auch auf das Phosphoreisen) zersetzend eingewirkt hat.

	I a	I b	II	
			Nadeln (Mittel)	Würfel
Fe	66,95	67,51	72,43	72,43
Ni	1,93	1,77	Spur	—
Co	Spur	—	—	—
S	22,15	19,91	—	—
P	2,37	2,30	26,46	26,46
Si	kleine Menge	—	—	—
Mg	Spuren	—	—	—
C	1,96	—	Spur	—

O. Mügge.

A. Brezina und E. Cohen: Die Struktur und Zusammensetzung der Meteoreisen, erläutert durch photographische Abbildungen geätzter Schnittflächen. Heft IV—V. Taf. XXII, XXV—XL. Mit einem Bildnisse COHEN's, einem Überblick über seine Tätigkeit als Meteoritenforscher und einem Verzeichnisse seiner einschlägigen Publikationen. Stuttgart, E. SCHWEIZERBART'sche Verlagshandlung (E. NÄGELE), 1905.

Mit dem vorliegenden Doppelheft schließt der I. Band dieses Werkes, von dem in den Jahren 1886 und 1887 Heft I und Doppelheft II, III erschienen waren. Es sind darin die Klassen Lithosiderit (früher Siderolit genannt) und von den Oktaedriten die Gruppen mit feinsten und feinen Lamellen enthalten. Von 66 bekannten Gliedern dieser Gruppen sind 59 zugänglich gewesen und abgebildet worden.

In den Jahren seit Erscheinen der ersten Hefte hat sich ein Umschwung der Anschauungen über Bau und Bildungsweise der Meteoreisen vorbereitet, der im vorliegenden Doppelhefte in der strukturellen Untersuchung der 47 hier behandelten Eisen seinen Ausdruck findet.

I. Bisher war über die Bildung der Trias (des Balken-, Band- und Fülleisens) die Anschauung REICHENBACH's in Geltung, wonach zuerst das Balkeneisen (der Kamazit) sich verfestigte und Lamellen nach den vier Oktaederflächen bildete, welche sodann in papierdünne Hüllen von Band-eisen oder Taenit eingeschlossen wurden, wonach die leergebliebenen hohlen Kammern zwischen den Balkensystemen (die Felder) von Fülleisen oder Plessit ausgefüllt wurden.

Insbesondere über die Rolle des Bandeisens und seine Beziehungen zum Kamazit sprach REICHENBACH seine Ansicht mit den Worten aus (Pogg. 114. 260): „Endlich geschieht es, daß das Fülleisen zwischen zwei Balken teilweise, stückweise, ja ganz verschwindet. In diesem Falle verschwinden aber gewöhnlich die Bandeisensfäden nicht, sondern sie legen sich nach dem Ausfallen des Fülleisens ganz dicht aneinander an, so fest, daß man sie auf den ersten Blick für einen einfachen Faden hält. Allein unter dem Vergrößerungsglase gewahrt man, daß es zwei Fäden sind, welche sofort zwei Bandeisensblättern zugehören. Sie sind aber so dicht aneinander angeschlossen, daß man oftmals Mühe hat, ihr Doppelwesen sicher zu erkennen. Jedes von ihnen gehört dem ihm anliegenden Kamazitstabe zu, und man ersieht hieraus, daß, während das Fülleisen verschwindet, die Bandeisensfäden bei dem Balkeneisen ausharren, und zwar zu jeder Seite desselben. Es läßt sich daraus weiter folgern, daß das Bandeisen (der Taenit) nicht sowohl dem Fülleisen, als vielmehr dem Balkeneisen (dem Kamazit) angehört, von dem es nicht weicht und dem es unter allen Umständen folgt.“

Im Jahre 1896 veröffentlichte Ref. eine Beobachtung, welche mit der REICHENBACH'schen Anschauung nicht vereinbar war; er fand im Pallasit von Arizona, daß der Taenit zwar gegen das Balkeneisen, nicht aber gegen das Fülleisen des Feldes scharf abschneidet. Im Jahre 1900 fand COHEN, daß das Eisen von Bethanien eine mikropegmatitische Struktur besitze, indem jeder breite Kamazitstreifen ein von Taenit durchwachsesenes Individuum oder auch der Taenit ein einziges netzförmiges Individuum darstellt. 1903 sprach BORGSTRÖM die Ansicht aus, daß im Pallasit von Marjalahti nach der Ablagerung des dem Wickelkamazit folgenden Taenit sich die Feldfüllung, der Plessit, als eutektische Mischung von Taenit und Kamazit verfestigte. Zu einer ähnlichen Anschauung gelangten im selben Jahre OSMOND und CARTAUD nach Beobachtungen an La Caille und De Sotoville (das sie Tombouctou, wahrscheinlich in mißverständlicher Wiedergabe von Tombigbee, nannten); sie legten ihrer Betrachtung ein Diagramm zugrunde, das im Jahre 1900 von BAKHUIS ROOZEBOOM entworfen worden war. Auch WIRT TASSIN hat sich im heurigen Jahre dieser Auffassung bezüglich des Pallasit von Mount Vernon angeschlossen; MOISSAN und OSMOND gaben, ebenfalls 1905, eine mikrographische Analyse von Canon Diablo, bei der sie auf demselben Standpunkte stehen.

Nachdem für das vorliegende Doppelheft alle Eisen nach den Methoden der Metallographie im senkrecht auffallenden reflektierten Lichte bei 45—115facher Vergrößerung untersucht waren, konnte festgestellt werden, daß die erwähnten Anschauungen den beobachteten Erscheinungen durchweg zu entsprechen scheinen, soweit dies ohne quantitative Bestimmungen erwartet werden kann. Es ist sonach eine Vorstellung von der Bildungsweise der Eisenmeteoriten gewonnen, welche mit den heutigen physikalisch-chemischen Anschauungen in vollständigem Einklang sich befindet.

Die Beobachtung zeigt durchweg, daß der Kamazit, abgesehen von untergeordneten Cohenit- oder Schreibersitausscheidungen, als einheitliche

Bildung entstanden ist, wie es auch dem chemischen Charakter desselben zu entsprechen scheint. Allerdings ergeben die zuverlässigsten neueren Analysen für den Kamazit (ähnlich wie es für den Taenit der Fall ist) keine völlig konstante Zusammensetzung. Ersterer zeigt einen Nickelkobaltgehalt von 4,85—7,38 %, während der des Taenit zwischen 16,68 und 38,13 % variiert. Es läßt sich heute noch nicht entscheiden, ob dies an Fehlern der Analysen und mangelnder Reinheit des ausgesuchten Materiales liegt, oder ob Kamazit eine homogene, ungesättigte Lösung von Nickel in einer nickelarmen, Taenit eine solche von Eisen in einer nickelreichen Eisenverbindung ist.

Zweifellos jedoch scheint, daß der Plessit eine eutektische Mischung von Kamazit und Taenit ist, deren Wechselablagerung einen Bau ergibt, wie er nach den Ätzbildern jenen Legierungen zukommt, die von den Metallographen übereinstimmend als eutektische Mischungen angesehen werden.

Es legt sich nämlich an den Kamazit in scharfer Abgrenzung eine dickere oder dünnere Schichte von Taenit, der unmittelbar am Kamazit gewöhnlich ganz rein und einheitlich erscheint. Er hebt sich nach der Ätzung nicht nur durch die scharfe Trennungslinie, sondern auch durch die hellisabellgelbe Farbe vom zinn- bis silberweißen Kamazit ab und bleibt bei der Ätzung so blank und spiegelt das Licht so vollkommen, daß er wie eine durchleuchtete Flüssigkeit aussieht.

In diesem lichten Taenitrahmen tritt längs des Randes, meist in einer Entfernung von 0,01—0,03 mm von demselben, ein feinerer oder gröberer Filz auf, dessen Begrenzung der nächsten Feldwandung parallel läuft und verschieden struiert sein kann.

Zuweilen beginnt die Ablagerung im Taenit mit Reihen von feinen, orientierten Kristallnadeln (Arizona, Jamyschewa, Mungindi, Augustinowka, Bear Creek, angebliches Toluca), deren Nadeln nach den Balkenrichtungen verlaufen; die Nadelzone ist selten dicker als 0,02—0,05 mm, dann verdichtet sich der Plessitfilz gewöhnlich so sehr, daß vom Taenitboden wenig mehr zu sehen ist. Häufig beginnt die Plessitablagerung als dünner (makroskopisch heller) Filz und geht alsbald in einen ganz dichten, dunklen Filz über. Langsamere Oszillationen in der Kristallisation erzeugen eine Wechsellagerung von Kamazit- und Taenitschichten, die sogen. Wiederholungslamellen. Häufig beginnt an einer Seite des Feldes die eine, an einer anderen Seite desselben Feldes eine andere Form der Ablagerung, wodurch eine aus Plessit und Wiederholungslamellen gemischte Füllung entsteht.

Die feineren Filzfüllungen verlaufen regelmäßig in Zonen parallel den nächstgelegenen Feldrändern — Trichterform —, während die gröberen Wiederholungslamellen bald Trichterform, bald die zum anliegenden Feldrand transversale Kammform zeigen. Die an Feinheit zwischen beiden stehenden Halbschattenlamellen treten ebenfalls sowohl als Kämme wie als Trichter auf.

Die Dicke des reinen, plessitfreien Taenit scheint trotz großer Schwankungen doch von den Pallasiten zu den feinsten und den feinen Oktaedriten abzunehmen; es wurde gefunden:

	Zahl der Messungen	Mittelwert in μ	Grenzen in μ	Mittel der unteren oberen Grenzen	
Pallasite	9	24	2—80	18	30
Feinste Oktaedrite . .	8	20	2—80	14	26
Feine Oktaedrite . .	35	14	0,5—60	9	19

Gemischte Felder mit gleichzeitiger Bildung von Plessitfäz, von Halbschatten- und Wiederholungslamellen zeigen Mungindi, Altbiela, Bear Creek, Rodeo.

Zentralskeletchen in den Feldern finden wir bei Brenham (dem Pallasit), Finmarken, Thurlow, Smith Mountain.

Taenitfelder mit stark entwickeltem oder überwiegendem Taenit treten bei Mungindi, Cuernavaca, Bear Creek¹, Rodeo auf.

II. Die Rolle des Schreibersit in größeren Platten in den Oktaedriten, seltener in Pallasiten, konnte an vielen Beispielen studiert werden. Es zeigte sich durchwegs die Neigung zur Bildung von Kristallplatten nach Dodekaederflächen, seltener daneben die Ausbildung ebenmäßiger Dodekaeder: Finmarken, Tazewell, Victoria West, Ballinoo, Cowra, Tocavita, Salt River, Ranchito, Carlton, Mungindi, Yeo Yeo, Chupaderos, Thurlow, Altbiela, Cuernavaca, Bella Roca, Augustinowka, Bear Creek, Rodeo, Apoala, Hammond.

Einzelne dieser Vorkommnisse wurden früher als oktaedrische Schreibersitlamellen gedeutet (Carlton, Mungindi, Bella Roca), weil sich in vielen Schnittlagen einzelne Dodekaederspuren so sehr einzelnen Oktaederspuren nähern, daß die Abweichung innerhalb der Ungenauigkeiten der Struktur fällt.

III. Beobachtungen über die Sukzession des Auskristallisierens konnten insbesondere an den Pallasiten gemacht werden; es ergab sich, vom ältesten zum jüngsten Gliede fortschreitend, eine sehr konstante Folge von Olivin, Troilit, Schreibersit, Chromit, Wickelkamazit, Taenit und Plessit. Admire und Marjalahti lassen die ganze Reihe erkennen.

Kristallisationsrückschläge sind ebenfalls am besten an den Pallasiten zu beobachten; sie bestehen hauptsächlich in der Ausscheidung von Schreibersit im Wickel- oder Balkenkamazit nahe der Taenitgrenze (Arizona, Finmarken, Admire, Bear Creek, Thurlow) und in der Bildung von Oasen im Plessitfeld, indem sich Schreibersit als Kern, um denselben Wickelkamazit, endlich reiner Taenit als geschlossene Oasenchondren absondern (Arizona).

Die Bildung von Taenitchondren im Plessit (Mungindi) ist ein Kristallisationsrückschlag, der der Massenhaftigkeit der Taenitbildung zuzuschreiben ist.

IV. Veränderungen des ursprünglichen Baues können häufig in primäre und sekundäre gesondert werden, je nachdem sie sich noch während der ersten Verfestigung der Masse oder in einem späteren Zeitpunkte auf der kosmischen Bahn zugetragen haben.

Die primären Veränderungen, welche eigentlich zu den Kristallisationsrückschlägen gehören, bestehen z. T. in Einbuchtungen durch Anschmelzung, also Schmelzrückschlägen, wie sie an Yeo Yeo, Bear Creek beobachtet wurden; hierher gehören ferner wenigstens teilweise jene Veränderungen, welche die Gestaltung der Olivine in Pallasiten bedingen und zur Unterteilung derselben in Gruppen Anlaß gegeben haben; sie werden bei Punkt VI, Systematisches, besprochen werden; auch die Bildung von Schreibersit auf Kosten von Taenit und Kamazit (Yeo Yeo) dürfte zu den primären Veränderungen zu zählen sein.

V. Sekundäre Veränderungen durch Einwirkung von Hitze und Druck nach dem Zeitpunkte der Verfestigung des Eisens, sowohl während der kosmischen Wanderung als während des Fluges durch die Erdatmosphäre, sind sehr mannigfaltiger Natur und finden sich in allen Abstufungen von ganz leichten, oberflächlichen Prozessen bis zur völligen Verwischung des ursprünglichen Gefüges.

Im Jahre 1901 hatte COHEN das Eisen von N'Goureyma als einen während der atmosphärischen Laufbahn umgeschmolzenen oder doch erweichten Oktaedrit der Zacatecasgruppe beschrieben, in welchem die Troilitkollen zu parallelen Zylindern ausgezogen und gegen das Schweifende des Eisens hin angereichert sind; im nächsten Jahre veröffentlichten die Verf. Beobachtungen am Zwillingsblock von Mukerop (Stuttgarter Block), wonach eine große Partie dieses Eisens eine tiefgehende Veränderung in der Richtung gegen das Gefüge der Ataxite erlitten hatte; diese Veränderung unterschied sich von der Bildung einer scharfabnehmenden Veränderungszone, wie sie an vielen Eisen beobachtet wird, durch allmähliches Verlaufen gegen die unveränderte Partie; es wurde dies einer mutmaßlichen Erhitzung bis zur Glühhitze zugeschrieben. BERWERTH beschrieb die Erscheinung am selben Eisen als eine schleierartige Umwandlung des oktaedrischen Gefüges in ein körniges infolge Erhitzung; im Jahre 1904 haben die Verf. in der Arbeit über die Meteoriten von De Sotoville nachgewiesen, daß die verschiedenen Blöcke dieses Falles eine verschieden weitgehende Umänderung des hexaedrischen Gefüges in ein ataxitisches erkennen lassen; gleichzeitig hat Ref. in seiner Arbeit „The arrangement of collections of meteorites“ eine Reihe von oktaedrischen Eisen als erweichte Oktaedrite zusammengefaßt, bei denen das oktaedrische Gefüge durch Erweichung so weit verändert wurde, daß zwar der oktaedrische Bau in der Anordnung der ursprünglichen Lamellen noch durchwegs erhalten ist, im einzelnen jedoch ein Übergang in körnige Struktur, also eine Umwandlung in der Richtung gegen die dichten Eisen stattgefunden hat. Bald darauf hat BERWERTH berichtet, daß er an vielen Eisen solche Veränderungen beobachtete, welche er ebenso wie die nachträglichen Erhitzungsvorgänge an Steinen als Metabolismus bezeichnete.

In der vorliegenden Arbeit sind an zahlreichen Eisen derartige Prozesse in den verschiedensten Stadien eingehend untersucht und in ihrer Wirkung auf die einzelnen Bestandteile der Eisen, sowie auf das Gefüge im ganzen dargelegt. Besonders lehrreich sind in dieser Beziehung die

Bethanienblöcke und die Rasgataeisen; die ersteren zeigen nur solche Veränderungen, welche sich noch innerhalb des oktaedrischen Gefüges vollziehen, während die letzteren die ganze Reihe von Umwandlungen darbieten, die vom unveränderten Oktaedrit mit feinsten Lamellen zur oktaedrischen Breccie der Zacatecasgruppe und schließlich zum dichten Eisen der Nedagollagruppe führen.

Die Bethanienblöcke zeigen in ihrem am längsten bekannten Gliede, dem Löwenflußeisen, die unveränderte, ursprüngliche Form mit starkem, orientiertem Schimmer und zahlreichen Feilhieben; in dem von COHEN beschriebenen Bethanyblock sind schwach und stärker veränderte Partien nebeneinander; die Feilhiebe vermindern sich und verschwinden, die Gitterstruktur des Plessitfeldes geht in eine körnige über, der Taenit verkrümmt sich und setzt Seitenbügel an; im KRUPP'schen Mukeropblock, der ein Zwischenstadium zwischen dem schwach und dem stark veränderten Bethanyblocke darstellt, sind die Wiederholungsfelder in krummlinige Gitter verwandelt, deren Kreuzungspunkte mit polyedrischen Taeniten besetzt sind, während in den Plessitfeldern der Plessit größtenteils resorbiert und in Kamazit umgewandelt ist; außen ist eine feinkörnig getrübe Veränderungszone entstanden, die längs einer Spalte an der Zwillingsgrenze ins Innere zieht; die feinknolligen REICHENBACH'schen Lamellen zeigen den Troilit stark angeschmolzen, die Daubrélithbänder noch durch ihre schwärzlichgraue Farbe erkennbar, während die großen, runden Troilitknollen sich unter Erhaltung ihrer äußeren Form in dichte und poröse Partien scheiden. Der Stuttgarter Mukeropblock endlich zeigt in der starkveränderten Partie eine so weitgehende Körnung, daß das oktaedrische Gefüge nur mehr bei sehr zarter Ätzung erkennbar ist; die Taenite sind verkrümmt und lappig angeschmolzen, der Troilit der REICHENBACH'schen Lamellen ist zu einer feinkörnigen, porösen Masse geschmolzen; von außen ist Schmelzborke mit nachgestülpter, stark erweichter Trias ins Innere eingedrungen.

Die Rasgatablöcke zeigen den größten Umfang von thermischen Veränderungen; die als *Tocavita* eisen bezeichneten Stücke sind typische Oktaedrite mit feinsten Lamellen der plessitreichen Gruppe, bei welcher nahezu isolierte Skelette aus lanzettförmigen oktaedrischen Armen neben langen Dodekaederplatten aus Schreibersit oder Rhabdit in der überwiegenden Plessitgrundmasse liegen; der Santa Rosablock von derselben Fundstelle ist durch starke Spaltenrisse in verschieden große Knollen zerlegt, die sich offenbar aus ihren ursprünglichen Lagen gedreht haben (wie dies auch am Arispeeisen der Fall war). In den Rasgataeisen desselben Fundortes ist das oktaedrische Gefüge verschwunden und hat einem dichten, ataxitischen Platz gemacht. In allen dreierlei Blöcken sind die Schreibersit- oder Rhabditlamellen, die Höfe um dieselben usw. erhalten geblieben und die allgemeine Ähnlichkeit dieser Blöcke ist eine so große, daß sie bei oberflächlicher Betrachtung kaum voneinander zu unterscheiden sind und erst durch die eingehende Untersuchung des Gefüges als verschieden erkannt wurden.

Bei den thermischen Veränderungen wird zuweilen ein Wandern des

Nickels beobachtet, indem sich der nickelreichere Plessit in den nickelärmeren Kamazit verwandelt, während sich Taenit an Knotenpunkten in Form von Kristallen konzentriert (KRUPP'sches Mukerop, Boogaldi).

Auch die Erscheinungen der Veränderungszone wurden an einer Reihe von Eisen untersucht. Einfache Veränderungszone in gewohnter Weise zeigen Madoc, Calderilla, KRUPP'sches Mukerop, Walker Township, Moonbi, Hammond. Madoc zeigt die Erscheinung einer Schleppung der Zone durch oktaedrische Spalten nächst der Oberfläche; Calderilla das Vorschreiten der Zone vor einer Borkeneinschmelzung; Hammond die Veränderungszone trotz der sekundären Erweichung des ganzen Eisens; in diesem Falle könnte die Zone als tertiäre Veränderung angesehen werden, so daß wir Veränderungen auf primärer Lagerstätte, auf dem Flug durch den Raum und in der Erdatmosphäre unterscheiden könnten.

In mehreren Fällen wurde eine doppelte Veränderungszone beobachtet, welche die fleckige, flimmerige Beschaffenheit in verschieden hohem Grade oder nur in räumlicher Getrenntheit durch eine Zwischenlinie erkennen läßt; abgesehen von Calderilla, wo die äußere Zone durch Schmelzborke gebildet wird, gehören hierher Ballinoo, Jamestown, Varas. Ein Eisen — Boogaldi — besitzt vier bis fünf Veränderungszone, die durch helle Grenzstreifen voneinander geschieden sind und mit den mehrfachen Stauwellen von Schmelzrinne auf der Oberfläche des Eisens in Zusammenhang stehen.

VI. Die Natur des orientierten Schimmers ist bekanntlich noch nicht einwandfrei klargestellt; durch Beobachtungen an den Bethanieneisen ist ein Beitrag zur Lösung der Frage geliefert. Man nahm schon bisher zumeist an, daß der starke Schimmer durch Ätzgrübchen verursacht wird; nun sieht man an den Blöcken dieses ausgebreiteten Falles, wie bei fortschreitender Veränderung durch Hitze der ursprünglich außerordentlich starke Schimmer (Löwenfluß) sich zunächst vermindert (COHEN's Bethany) und sodann in den stark veränderten Partien der beiden Mukeropblöcke ganz verschwindet; andererseits nehmen in gleicher Weise die Ätzgrübchen ab; im Löwenfluß bedecken sie die Kamazitbalken ganz und sind in den stark schimmernden Balken zu parallelen Ätzfurchen gereiht, in den schwach schimmernden hingegen isoliert; dasselbe zeigt sich im Bethanyeisen, wo die Zahl der Ätzgrübchen aber schon geringer geworden ist; in den Mukeropblöcken sind die Grübchen im frischeren Teil an Zahl stark vermindert, im stark veränderten Teil völlig verschwunden.

VII. In systematischer Beziehung erschien gegen früher einerseits eine Zusammenziehung von Gruppen, andererseits eine weitergehende Teilung angezeigt.

Im System von 1886 des Referenten, das den ersten drei Lieferungen des Atlas zugrunde lag, waren namentlich die feinen und mittleren Oktaedrite in zahlreiche Untergruppen zerfällt. Mit der Zeit hat sich herausgestellt, daß manche der Unterteilungsmerkmale veränderlicher Natur sind; die schraffierte oder flimmerige Beschaffenheit des Kamazit wird durch sekundäre Hitzewirkung abgeändert, bezw. bedingt und wechselt

dementsprechend zuweilen in Stücken desselben Blockes; die Scharung der Lamellen, das Überwiegen von Balken- oder Fülleisen unterliegen großen Schwankungen innerhalb desselben Eisens. Es wurde deshalb im System von 1896 von tiefgehenden Unterteilungen abgesehen und eine Scheidung — wenigstens bei den Oktaedriten — wesentlich nur nach der Lamellendicke vorgenommen.

Andererseits schien bei den Pallasiten eine Gruppenteilung angebracht, welche sich auf den Zustand des Olivin und die Beschaffenheit der Eisenfelder gründet.

Der Olivin ist infolge der vorerwähnten primären Veränderungen bald gerundet mit übrig gebliebenen ebenen Kristallflächen, wie dies an Kristallen beobachtet wird, die, unter gesättigter Lösung stehend, bei Auf- und Niederschwanken der Temperatur abwechselnd der Auflösung und dem Absatz von Partikeln ausgesetzt ist; solche Vorgänge sind sehr gut an Alaunkristallen zu verfolgen und ergeben Kristalle, die vollständig den Olivinen in Krasnojarsk oder Brenham gleichen (Krasnojarskgruppe). In anderen Fällen haben die Olivine ihre ebenflächige Begrenzung behalten, sind aber teilweise zerbrochen und gespalten; die Bruchstücke sind gegeneinander verschoben und durch metallische Bestandteile verkittet (Rokicky- und Eaglegruppe); bei einer anderen Gruppe (Imilacgruppe) sind die Olivine gequetscht und entweder vollständig (Imilac) oder teilweise (Marjalakti) zerrieben worden.

Bei den Pallasiten der Krasnojarsk-, Rokicky- und Imilacgruppe waren die metallischen Bestandteile während ihrer ganzen Verfestigungsperiode durch die Masse des Meteoriten hindurch beweglich und ergaben somit — abgesehen von kleinen Partien lokaler Anhäufung des Olivin — einheitliche Orientierung. Bei Eagle und Albacher Mühle hat die Verfestigung der metallischen Bestandteile in geschlossenen, abgesonderten Kammern stattgefunden, so daß das Eisen von Feld zu Feld abweichend orientiert ist. Auch innerhalb der Felder (namentlich der größeren) haben verschiedene Stellen des Feldrandes als Nucleus für den Anschluß der metallischen Teile gewirkt, so daß heteroklin gelagerte Eisenmassen gegeneinander gewachsen sind, die sich dann gewöhnlich in ebenen Flächen gegeneinander abgegrenzt haben. Dabei zeigt Eagle den Olivin von der Beschaffenheit wie in der Rokickygruppe, während Albacher Mühle den Olivin tief und lappig eingebuchtet zeigt, so daß nichts von seiner ursprünglichen Begrenzung erhalten ist.

Die Grenze zwischen feinsten und feinen Oktaedriten war früher auf 0,1 mm Lamellendicke gestellt; sie wurde nach und nach bis 0,35 mm hinaufgeschoben, um die chemisch verwandten, nickelreichen Eisen mit stark entwickeltem Taenit neben reichlichen Plessitfeldern mit ihren Verwandten zu vereinigen. Demgemäß mußte auch die Grenze zwischen feinen und mittleren Oktaedriten nach oben verschoben werden. Die Verschiebungen betreffen auch die in den ersten Lieferungen dargestellten Eisen.

Angesichts der tiefgehenden sekundären Veränderungen vieler Meteoriten war zu erwägen, inwieweit denselben in klassifikatorischer Be-

ziehung Rechnung zu tragen sei; es war in dieser Richtung von anderer Seite (BERWERTH, Metabolite) die Absicht ausgesprochen worden, alle durch sekundäre Hitzewirkung veränderten Meteorite als Stein- bzw. Eisenmetabolite im System abzusondern.

Bei dem Umstande, als alle Stufen von sekundären Veränderungen von kaum merkbaren Spuren angefangen bis zu den stärksten, das ganze Gefüge umwälzenden auftreten, würde eine solche Absonderung im System eine große Gruppe recht heterogener Eisen ergeben, die sich voneinander viel mehr unterscheiden würden als von Gliedern anderer, nicht veränderter Gruppen. Da es außerdem nicht immer gelingt, zwischen primären, sekundären und tertiären Veränderungen zu unterscheiden, schien es zweckmäßig, veränderte Eisen erst dann abzusondern, wenn die Veränderung den größten Teil der Komponenten ergriffen hat. Bleibt dabei das Hauptgefüge der Balken noch erhalten, so sollen diese Glieder zwar in der Klasse aber als eigene Gruppen, erweichte Oktaedrite geführt werden (mit feinen Lamellen Hammond, mit mittleren Cacaria, mit groben Reed City, mit Brecciencharakter N'goureyma, Santa Rosa). Ist der Lamellenbau ganz oder größtenteils zerstört, dann sollen sie unter die dichten Eisen gereiht werden.

Es verschlägt dabei nichts, daß einzelne zu einem Falle gehörige Blöcke in verschiedene Gruppen oder selbst Klassen gelangen; es kann sich ja auch der Fall ereignen, daß ein Meteorit schon ursprünglich aus Angehörigen verschiedener Klassen bestand, wie das bei irdischen Gesteinen ebenfalls vorkommt. Wir besitzen sogar solche Meteoriten: Brenham kommt als Pallasit und als normaler Oktaedrit vor und Glorietta desgleichen; sie werden an denjenigen Stellen des Systems abgehandelt, denen sie der Hauptmasse nach zugehören, oder bei den einzelnen Gruppen, wenn dies aus Gründen der Einheitlichkeit wünschenswerter ist, wie die Rasgatablöcke; von diesen wird der als Tocavita bezeichnete bei den feinsten Oktaedriten, Santa Rosa bei den erweichten Zacatecaseisen und Rasgata unter den dichten Eisen in der Nedagolla-Gruppe besprochen.

Eine Unterteilung der feinsten Oktaedrite ließe sich heute schon durchführen und ergäbe gut charakterisierte Gruppen; die feinen Oktaedrite lassen derzeit eine solche Gruppierung nicht zu.

Im nachfolgenden sind die im 1. Band behandelten Eisen zusammengestellt, wobei die in den ersten drei Lieferungen besprochenen mit einem * bezeichnet sind:

Lithosiderit.

Siderophyr: *Steinbach, *Rittersgrün, *Breitenbach.

Pallasit, Krasnojarsk-Gruppe: Anderson, *Krasnojarsk (Pallaseisen, Medwedewa), *Port Orford, Arizona, Mount Vernon, Calderilla, Jamyschewa (Pawlodar), Finmarken.

Pallasit, Rokický-Gruppe: *Rokicky (Brahin), Admire.

Pallasit, Imilac-Gruppe: *Imilac, Marjalahti.

Pallasit, Eagle-Gruppe: Eagle.

Pallasit, Albacher Gruppe: *Albacher Mühle (Bitburg).

Oktaedrit mit feinsten Lamellen.

Salt River-Gruppe: Ballinoo, Cowra, Tocavita, Salt River.

Butler-Gruppe: *Butler.

Victoria West-Gruppe: *Victoria West, Yeo Yeo (Narraburra).

Laurens-Gruppe: *Laurens, Carlton, Mungindi.

Prambanan-Gruppe: *Tazewell, Ranchito (Bacubirito), *Prambanan.

Werchne Dnieprowsk-Gruppe: *Werchne Dnieprowsk.

Oktaedrit mit feinen Lamellen.

*Charlotte, *Löwenfluß (Lion River), Bethanien, Mukerop (KRUPP'scher Block), Mukerop (Stuttgarter Block), *Lagrange, *Russel Gulch, Putnam County, Bückeberg (Obernkirchen), Walker Township (Grand Rapids), Saint Geneviève, Chupaderos, Thurlow, Boogaldi, Cambria (Lockport), Mantos Blancos (Mount Hicks), Jonesboro, Madoc, Jamestown (Stutsman County), Mart, Altbiela (Altběla), Cuernavaca, Bella Roca, Augustinowka, Smith Mountain, Yanhuitlan (Teposcocolula), Goldbach's Eisen, Bear Creek (Aeriotopos), Moonbi, *Jewell Hill, angebliches Toluca, Rodeo, Apoala, Varas (Serrania de Varas).

Feiner, erweichter Oktaedrit.

Hammond (Eau Claire).

Ein ausführliches Register ermöglicht das rasche Auffinden der Lokalitäten und den Überblick über die zahlreichen technischen Ausdrücke.

Es mag zum Schlusse darauf hingewiesen werden, daß die mikroskopische Betrachtung der geätzten Schnittflächen unentbehrlich für das Studium und das Bestimmen der Eisenmeteoriten ist. Sie kann mit den einfachsten Hilfsmitteln durchgeführt werden; ein gewöhnlicher Auerstrumpfbrenner, über den ein Blechzylinder mit 2,5 cm großem runden Ausschnitt gestülpt oder vor den ein Pappschirm mit ebensolchem Ausschnitt gestellt wird, gibt ein sehr kräftiges, hinreichendes Licht; zwischen Objektiv und Okular des Mikroskopes wird ein Zwischenrohr geschoben, das in seiner Achse ein unter 45° gestelltes Planparallelglas enthält. Der seitliche Ausschnitt dieses Rohres wird auf die Lichtscheibe gerichtet und durch die Meteoreisenplatte auf dem Objektisch beleuchtet, die unter schwachen Vergrößerungen, etwa 20, 45, 110fach linear, betrachtet wird. Für stärkere Vergrößerungen muß die Platte besonders fein poliert werden. Die Entfernung von Objektiv und Spiegelplatte ist so zu regeln, daß bei weggenommenem Okular eine volle Lichtscheibe sichtbar ist. Die Ätzung soll eine leichte sein, damit die feineren Einzelheiten erhalten bleiben und die Kontraste zwischen Licht und Schatten kräftig sind. Die Zwischenrohre mit der Planparallelplatte werden von der Firma C. REICHERT-Wien, VIII, Bennogasse, zum Preise von 16 Mark geliefert. Behufs Anpassung des Kalibers ist die Einsendung eines Okulares erforderlich. A. Brezina.

Geologie.

Physikalische Geologie.

G. Mercalli: *Intorno alla successione dei fenomeni eruttivi del Vesuvio.* (V. Congr. Geograf. Ital. 2. Sez. I. 271—280. Napoli 1905.)

An der Hand historischer Quellen und eigener Beobachtungen versucht Verf. die Tätigkeitsformen des Vesuv zu umgrenzen und in inneren Zusammenhang zu bringen. Er unterscheidet: 1. Auswurf frischen, glühenden flüssigen Magmas (Stromboliphase); 2. Auswurf alten und neuen starren Materials (Volcanophase); 3. Gemischten Typus; 4. Ergüsse im Krater oder an der Spitze; 5. Seitenströme von Typus 1895, d. h. lange dauernd und sich aufhäufend; 6. Ergüsse vom Typus 1872, d. h. rasch gefördert und lang auslaufend; 7. Durchbrüche in der Tiefe der Flanken, Typus 1760. — Bei den höher erfolgten Seitendurchbrüchen beobachtet man erst eine Stromboliphase mit anschließenden Gipfelergüssen, dann Einstürze des Kraters, Aufbrechen der Seite in 800—1000 m Höhe, Tieferreißen der Spalte, Volcanophase, Aufhören des Lavaergusses, gesteigerte, mit dem Aufrücken der Lavasäule verbundene Tätigkeit des Gipfelkraters. Bei den Durchbrüchen tief unten (300—500 m) stellen sich anfangs heftigere Beben ein, und es erfolgt die Bildung von parasitischen Kegeln. Eine Zusammenstellung der Tätigkeitsformen seit 1700 läßt 13 Perioden erkennen, die durch 3—4 Jahre im Durchschnitt dauernde Ruhepausen deutlich geschieden sind. Diese Ruhe tritt nach einem längere explosive Tätigkeit abschließenden größeren Lavaergusse auf.

Deecke.

G. de Lorenzo: *L'attività vulcanica nei Campi Flegrei.* (Rend. Accad. d. sc. fis. e mat. Napoli. (3.) 10. 1904. 203—221.)

Dieser Aufsatz ist eigentlich nur ein Auszug aus einer größeren Arbeit desselben Jahres (13. April 1904) im *Quarterly Journal*, er bringt aber eine kurze chronologische Darstellung der Eruptivtätigkeit in den Phlegräischen Feldern, die mit submarinen Vulkanen bei Auffaltung des Apennins auf einer lokalen Spalte begann und schließlich durch bedeutende

Aufhöhung mittels Tuffen zu einer subaërischen wurde, gleichzeitig aber sich mehr und mehr beschränkte und an Kraft verlor. Der Wert dieses Aufsatzes liegt in dem Versuche einer Reihenfolge für die Förderung der einzelnen bekannten Laven und für die Tätigkeitsphase der einzelnen zahlreichen kleinen Krater. Das Schema stellt sich folgendermaßen dar:

		Mte. Nuovo		Ausbrüche und Fumarolen der Solfatara	Schlacken desselben	Montagna Spaccata, Fondo Riccio u. Concola
Subaërische Ausbrüche	3. Phase	Fondi di Baja Averno Mte. Grillo Mte. Ruscello	Innere Krater der Astroni, Cigliano, Fossa Lupara, S. Teresa, Crisci etc.		Leucittephrite am Averno Jüngere Laven der Solfatara (Mte. Olibano) Innere Laven der Astroni Schlacken der Fossa Lupara	
			Äußerer Astronikrater	Ältere Laven der Solfatara		
		Lose Auswürfe des Lago Agnano			Schlacken des Mte. Spina Trachyt von Caprara	
		Explosionen bei Fuorigrotta, Soccavo, Pianura, Quarto Teano etc.			Schlackenauswurf b. S. Maria del Pianto, bei den Ponti Rossi	
Submarine Ausbrüche	2. Phase	Gelber Tuff von Nisida, Vomero, Posillipo, Capodimonte, Camaldoli, Gauro, Pozzuoli, Quarto, Mte. di Cuma, Mte. di Procida, Miseno etc.		Trachyte von Montesanto und Vomero?		
		Breccien und Konglomerate von Camaldoli, Cuma, Mte. di Procida, Montesanto etc.		Schlackenlava von Cuma, Mte. di Procida etc.		
	1. Phase	Pipernoide Tuffe von Campanien		Piperno Trachyt von Cuma		

Deecke.

S. Kusakabe: Modulus of Rigidity of Rocks and Hysteresis Function. (Journ. Coll. of sc. Imp. Univ. Tokyo, Japan. 19. Art. 6. 40 p. XXII pl. Tokyo 1903.)

Da die Elastizitätsuntersuchungen an Kristallen sich bisher für die Erklärung geologischer Erscheinungen nicht als fruchtbar erwiesen haben, hat Verf. neue Untersuchungen speziell über die Torsion von Gesteinen angestellt und namentlich zu zeigen gesucht, wie beträchtlich die Abweichungen von Hooke's Gesetz „Ut tensio, sic vis“ und der Einfluß der Hysteresis sind. Von besonderem geologischen Interesse sind die Schlußfolgerungen für die Erdbeben. Die große Geschwindigkeitsdifferenz zwischen

den zuerst sich einstellenden Erschütterungen von kleiner Amplitude (Tremoren) und den nachher eintreffenden Hauptstößen der Erdbeben beruht wesentlich auf der elastischen Nachwirkung der Gesteine, zumal anzunehmen ist, daß selbst beim schwächsten Erdbeben die Hauptstöße Spannungen bewirken, die weit über die Elastizitätsgrenze hinausgehen. Wenn die elastische Nachwirkung, wie es bei oberflächlichen Erdschichten sicher zutrifft, groß ist, muß die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen mit der Amplitude sehr schnell abnehmen (für die 10fache Amplitude eine Reduktion der Geschwindigkeit auf $\frac{1}{2}-\frac{1}{3}$). Kleinere Variationen der Geschwindigkeit werden auch dadurch veranlaßt, daß manche Gesteinsschichten sich in gespanntem Zustande befinden (dies hat z. B. ein Anwachsen der Geschwindigkeit längs Bergketten gegenüber denen in der Ebene zur Folge), noch geringer ist der Einfluß der Temperatur. In einer Tabelle sind die Rigiditätsmoduln und die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten transversaler Wellen für eine Reihe von Gesteinen zusammengestellt.

O. Mügge.

W. Deecke: Das skandinavische Erdbeben vom 23. Oktober 1904 und seine Wirkungen in den südbaltischen Ländern. (IX. Jahresber. d. geograph. Ges. zu Greifswald. 1905. 26 p. u. 1 Karte.)

Seit den Erschütterungen, welche das Erdbeben von Lissabon am 1. November 1755 in ganz Norddeutschland hervorbrachte, sind Erdbeben in Pommern bis zu dem im Titel genannten Tage nicht sicher nachweisbar. Fast alle angeblich von Erdbeben hervorgerufenen Erschütterungen lassen sich mit Sicherheit oder doch wenigstens mit sehr viel größerer Wahrscheinlichkeit auf andere Ursachen zurückführen. Am 23. Oktober 1904 aber breiteten sich die makroseismischen Wellen des an diesem Tage im Skagerak stattfindenden Bebens auch wieder über den der Küste nahen, aus der beigegebenen Karte klar ersichtlichen Teil von Norddeutschland aus.

Verf. hat in sehr dankenswerter Weise die einzelnen Beobachtungen darüber gesammelt und teilt sie in der vorliegenden Arbeit kritisch gesichtet mit.

Während das Beben im südlichen Schweden und Nordjütland vielfach Beschädigungen hervorbrachte, hat es in Deutschland nur unbedeutende makroseismische Wirkungen erzeugt, und zwar nachweislich in Saßnitz, Arkona, Stralsund, Greifswald, Stettin, Kolberg, Cöslin, Zanow, Stolp, Lauenburg, Rowe, Danzig, Elbing, Neuteich, Tiegenhof, Deutsch-Eylau, Groß-Rosainen (?), Königsberg, Memel, Nemmersdorf oder Darkehmen bei Gumbinnen. Es äußerte sich meist nur in Bewegungen freihängender oder stehender Gegenstände. Bemerkenswerterweise ist das Beben in Hamburg, Lübeck, Mecklenburg und Vorpommern, abgesehen von den Küsten am Strelasund und von Jasmund, nicht makroseismisch wahrgenommen worden. Durch Seismometer ist es dagegen in Dorpat, Pulkowa, Pawlowsk, Potsdam, Leipzig, Göttingen, Straßburg, Laibach nachgewiesen. Außerdem ist es außerhalb der drei skandinavischen Königreiche auch noch in Riga

und Helsingfors (wie?) beobachtet worden. — Genaue Zeitangaben über den Eintritt des Bebens in Pommern und Preußen fehlen. In Potsdam lag das Maximum zwischen $11^{\circ} 31' 2''$ und $49''$, in Leipzig war es um $11^{\circ} 31' 30''$.

Vorpommern und die westlichen Gebiete der norddeutschen Ebene sind im Gegensatz zum Osten nur ganz schwach erschüttert worden. Verf. erklärt das in überzeugender Weise aus der Beschaffenheit des Untergrundes. Zwischen Rügen und der Nordsee verlaufen senkrecht zur Stoßrichtung des Bebens zahlreiche hercynische Klüfte in NW.—SO.-Richtung. Diese schwächten das Erdbeben gegen Westen hin immer mehr ab, so daß eine kräftigere Bewegung nur noch auf den Klüften selbst stattfand. Diese Annahme auf der einen Seite zusammen mit der verschiedenen Dicke des Deckgebirges auf der anderen erklären vortrefflich die verschiedenen Einzelbeobachtungen. Da die Oderbucht die Hauptgrenze der Verbreitung des Bebens im Westen bildet, so hält Verf. auch umgekehrt die angeführten Tatsachen für einen Beweis dafür, daß die untere Oder bei Stettin zwei geologisch verschieden gebaute Gebiete des Untergrundes trennt.

Wilhelm Salomon.

C. Fr. Kolderup: Jordskjälvet den 23. oktober 1904. (Bergens Museums Aarbog. No. 1. Med 1 figur og 2 kartplancher. 172 p. 1905.)

Das große Beben, das ausgedehnteste und stärkste das Norwegen überhaupt kennt, hatte seinen Ursprung im Skagerak und zwar 11 h 27 m oder 11 h 26 m 45 s. Es war sehr stark und erschütterte das ganze südliche Norwegen mit Ausnahme der äußersten westlichen Küstenstriche, erreichte beinahe den Grad 8 und hat noch weit gegen Westen die Stärke 4—5 gehabt. Die Stoßlinien laufen im ganzen radial vom Kristianiafjord aus, Abweichungen sind vielleicht durch geologischen Bau bedingt. Weithin hat sich die Bewegung als eine horizontale fühlbar gemacht und ist vielleicht durch die horizontalen Überschiebungsklüfte im Norden des Landes geschwächt, ferner hat die große Bruchlinie des Kristianiafjordes Einfluß gehabt. Die makroseismische Zone mag 800 000 qkm umfassen, vielleicht noch etwas mehr, mikroseismisch hat es weit nach Osten, Süden und Westen gereicht (Pulkowa, Rocca di Papa, Edinburg). Gegen SW. nach Hamburg ist eine auffällige Verlangsamung eingetreten, auch auf der Isle of Wight nichts mehr gemerkt. [Das stimmt mit den Beobachtungen des Ref. überein, der diese Verzögerung auf die hercynischen Brüche zurückführte. Die vom Ref. gezeichneten vorläufigen Isochronen erleiden freilich durch die genauen norwegischen Zahlen eine Änderung.] ⁴ Im Inneren der Westfjorde war das Beben stark, ebenso ist es auf See gespürt im Skagerak und Kristianiafjord, wo die Schiffer glaubten aufgelaufen zu sein. Es folgte darauf ein Erdbebenschwarm bis in den Dezember hinein.

Es sind die genauen Beobachtungen der auswärtigen Erdbebenwarten angegeben, Berechnungen aber nur provisorisch angestellt. Deecke.

C. Fr. Kolderup: Jordskjaelv i Norge 1904. (Bergens Museums Aarbog. No. 4. 35 p. 1 Karte. 1905.)

Im Jahr 1904 sind 33 Erdbeben in Norwegen beobachtet, seit 1889 die größte Zahl, dabei das Beben vom 23. Oktober das stärkste des Landes überhaupt. An dieses schließen sich Nachbeben, von denen 4 mittelgroß waren, und mehrere andere Lokalerschütterungen darstellen. Das Zentrum des Hauptbebens lag im Skagerak, die folgenden Stöße betreffen daher auch das südöstliche Norwegen. Außerdem kam eine heftigere Erschütterung in Helgoland vor und schwache in manchen Orten der Südwestküste, auf den Lofoten und bei Tromsö. Alle Angaben sind tabellarisch geordnet und die Beobachtungspunkte kartographisch eingetragen. **Deecke.**

E. Waldschmidt: Dolinen im mitteldevonischen Kalk bei Elberfeld. (Jahresber. d. Naturw. Ver. in Elberfeld. 1903. 113—124. 2 Taf.)

Zwischen Elberfeld und Vohwinkel befinden sich im mitteldevonischen Kalk eine Reihe von kesselförmigen Vertiefungen, die mit — wahrscheinlich — oligocänem Sand ausgefüllt sind resp. waren. Der obere Rand der Gruben ist mehr oder weniger kreisförmig, die Wände fallen steil ab und sind durch senkrechte Risse in zahlreiche Pfeiler und Klippen zerrissen. In einer Grube wurde der Sand bis zu 50 m Tiefe abgegraben, ohne daß der Boden erreicht wurde. Zu diesen kesselförmigen Gebilden rechnet Verf. auch eine westlich von Vohwinkel vorhandene grabenartige Einsenkung zwischen Grauwackenschiefer und Schiefergestein des Osterholzes, die ebenfalls mit Sand und Ton ausgefüllt ist, außerdem aber auch ein Braunkohlenlager enthält, wie es früher auch in 1—2 der Kessel gefunden worden ist. Verf. hält die Vertiefungen für Dolinen, in der Annahme, daß in dem devonischen Kalk unterirdische Flußläufe und Höhlungen existieren, wie im Karst, durch deren gelegentliche Deckeneinstürze die oberflächlichen Kesselvertiefungen entstanden sind, die durch bald danach erfolgende Ausfüllung mit tertiärem Material vor der Vernichtung durch gänzlichen Zusammenbruch geschützt wurden. **F. Wiegers.**

G. Mercalli: Per lo studio dei lenti movimenti del suolo presso il Serapeo di Pozzuoli. (V. Congr. Geograf. Ital. 2. Sez. I. 266—270. Napoli 1905.)

Es wird dargetan, daß aus allen Beobachtungen des Wasserstandes im Tempel des Serapis von Pozzuoli deutlich ein langsames, wenngleich verschieden geschwindes Sinken während des 19. Jahrhunderts klar hervorgeht. Leider fehlen sichere, genau ermittelte Zahlen, und es wird vorgeschlagen, solche Messungen in Zukunft vorzunehmen. **Deecke.**

Petrographie.

A. Osann: Beiträge zur chemischen Petrographie. II. Teil. Analysen der Eruptivgesteine aus den Jahren 1884—1900. Mit einem Anhang: Analysen isolierter Gemengteile. VII u. 264 Doppelseiten. 2 Seiten Register. Stuttgart 1905.

Der zweite Teil der OSANN'schen Beiträge — der erste enthält die bekannten Tabellen von Molekularquotienten (dies. Jahrb. 1905. I. -57—58-) — gibt eine Zusammenstellung von 2431 in den Jahren 1884—1899 inkl. veröffentlichten Analysen von Eruptivgesteinen, schließt somit an die ROTH'schen Tabellen unmittelbar an.

Die Anordnung der Analysen folgt im allgemeinen der von ROSENBUSCH in den „Elementen der Petrographie“ durchgeführten Einteilung, enthält mithin die Ganggesteine als besondere Gruppe. Bei den Ergußgesteinen werden die älteren und die jüngeren Glieder einer Gesteinsfamilie getrennt angeführt, weil die jüngeren infolge ihres besseren Erhaltungszustandes ein treueres Bild der primären Zusammensetzung geben. Soweit lokale Ausbildungen, Schlieren, randliche Faziesbildungen etc. analysiert sind, finden sie ihren Platz bei der Analyse des Hauptgesteins; auch Partialanalysen (löslicher resp. unlöslicher Teil, Grundmasse, Kugeln) sind mit der Bauschanalyse vereinigt. In jeder Gesteinsfamilie sind die Analysen geographisch angeordnet. Die Numerierung ist durch die ganze Sammlung fortlaufend durchgeführt.

Die Tabellen enthalten zunächst die Nummer der Analyse, dann die Analysenzahlen; auf sie folgt die Angabe des spezifischen Gewichts, der Fundpunkt des Gesteins, unter der Rubrik: „Analytiker und Quelle“ der Name des Analytikers, des Verfassers der Arbeit und der Literaturnachweis und schließlich unter „Bemerkungen“ der vom Verf. der Arbeit gewählte Gesteinsname, kurze, aber sehr instruktive und die Arbeit mit den Tabellen ungemein erleichternde Angaben über mineralogische Zusammensetzung und Struktur, sowie gelegentliche Bemerkungen über innere Unwahrscheinlichkeit der Analysenzahlen, Erhaltungszustand des Gesteins etc.

Die Analysen der isolierten Gemengteile (Glimmer, Amphibole, Pyroxene), 201 an Zahl, sind nach Mineralfamilien und innerhalb dieser nicht nach der geologischen Stellung des Gesteins, dem sie entstammen, sondern nach ihrem Auftreten in Alkalikalkmagmen resp. Alkalimagmen angeordnet.

Ergänzungen und eine Zusammenstellung der Analysen, die sich auf kristalline Schiefer beziehen, werden in Aussicht gestellt, ebenso eine schärfere Abgrenzung von Gesteinsfamilien, die nach Art der Trachydolerite wegen ihrer wechselvollen mineralogischen Zusammensetzung eine Trennung von den ihnen nahe stehenden Gruppen nur auf chemischer Grundlage gestatten.

Eine Zusammenstellung von Gesteinsanalysen von der Reichhaltigkeit der vorliegenden ist für jeden, der sich mit der chemischen Zusammensetzung von Gesteinen zu beschäftigen hat, unentbehrlich; die hervor-

ragende Übersichtlichkeit der ganzen Anlage und die Fülle des auf engem Raum gebotenen Materials sichern dem Verf. den Dank aller, die über die chemische Zusammensetzung eines Gesteins oder einer Familie Auskunft suchen.

Milch.

B. Popoff: Eine neue Untersuchungsweise sphärolithischer Bildungen. (Min. u. petr. Mitt. 1904. 23. 153—179.)

Bei den sphärolithischen Bildungen hat man zweierlei zu unterscheiden: 1. Solche konkretionärer Natur, also von innen nach außen gewachsene, die Verf. als „zentrogen“ bezeichnet, und 2. solche sekretionärer Natur, die von außen nach innen gewachsen sind und vom Verf. „korigene“ (von *corium* = Rinde) genannt werden. Diese beiden Bildungsarten sind nun, wie Verf. zunächst theoretisch darlegt, dort, wo die sich bildenden Sphärolithe auf Hindernisse stoßen oder wo sich zwei berühren, an dem Verhältnis zur Berührungsebene leicht erkennbar. Denkt man sich nämlich ein kugelförmig wachsendes, schaliges Gebilde, das während seines Wachstums mit einer Ebene in Berührung gerät, und schneidet dieses Gebilde dann in einer Fläche, die durch den Mittelpunkt des Gebildes geht und senkrecht auf der berührten Ebene steht, so wird sich die Berührungsfläche als eine gerade Linie darstellen, aber bei zentrogener Bildung werden nicht alle Schalen den Kern kontinuierlich umschließen, sondern sie werden an der Berührungsebene scharf abgeschnitten erscheinen. Bei korigener Bildung dagegen wird zwar die Berührungsfläche sich auch als gerade Linie darstellen, aber die Schalen umschließen den Kern kontinuierlich, so zwar, daß sie auf der Berührungsseite alle von Flächen begrenzt werden, welche der Berührungsfläche parallel gehen. Hat man nun zwei zentrogene kugelige Gebilde, die mit gleicher Schnelligkeit nebeneinander wachsen und so zur Berührung gelangen, so muß ebenfalls eine Berührungsebene entstehen, die sich im Schnitt durch die beiden Kugelmittelpunkte als gerade Linie darstellt. Anders ist es, wenn die Bildung der beiden Kugeln nicht gleichzeitig beginnt (oder wenn beide nicht gleich schnell wachsen). In diesem Fall läßt sich berechnen, daß die Berührungsfläche sich im zentralen Schnitt als eine Hyperbel oder eine Ellipse darstellen muß, deren Scheitel nach dem älteren oder schneller wachsenden Zentrum hin gekehrt ist.

Diese theoretischen Betrachtungen wurden dann vom Verf. experimentell am Schwefel geprüft. Zu diesem Zwecke wurden Schwefeltröpfchen auf dem Objektträger bis auf etwa 155—160° erhitzt, hierauf ein Deckgläschen aufgedrückt und schnell abgekühlt. Es entsteht so die radial-faserig-rhombische bzw. die konzentrisch-schalige Modifikation des Schwefels, und die theoretischen Voraussetzungen wurden alle bestätigt, soweit sie sich zunächst auf Sphärolithe zentrogener Entstehung beziehen.

Darauf wurden folgende natürliche Bildungen untersucht: Sphärolith-Trachyt der Bergkette Sichota-Alin (Ussuri-Gebiet), Sphärolith-Felsit von Magnitnaja (Ural), Kugelporphyr von Kurzo (Korsika), sphärolithischer Granitporphyr von Otta (Korsika), Variolit der Durance, Variolit von Jalguba (Olonetz), Korsit von Santa Lucia, Kugelgranit von Wirwik, und sie

erwiesen sich alle, mit Ausnahme des Korsits und des Kugelgranits von Wirwik, als Bildungen von typisch zentrogener Entstehung. Die beiden letztgenannten Vorkommnisse mußten, weil sie Spuren einer sekundären Verunstaltung an sich tragen, von der Untersuchung vorläufig ausgeschlossen werden. Verf. glaubt, daß die Untersuchungen Schlüsse zulassen auf den allgemeinen Kristallisationsgang im Magma, z. B. sei die Wachstumsgeschwindigkeit sämtlicher Sphärolithe einer bestimmten Gesteinsart in jedem Augenblicke der Verfestigungsperiode die gleiche. Die Sphärolithe des Korsits sind möglicherweise koriogener Entstehung. Verf. glaubt ferner, daß sich seine Methode auch auf andere, nicht magmatisch gebildete Sphärolithe anwenden lasse, wie er dies auch an einem böhmischen Wawellit bestätigen konnte. Zwei wohlgelungene Lichtdrucktafeln bestätigen die interessanten Resultate.

G. Linck.

A. Atterberg: Sandslagens klassifikation och terminologi. (Geol. Fören. Förhandl. 25. (1903.) 1904. 397—412.)

Diese Arbeit geht davon aus, daß alle bisherigen Klassifikationsbestrebungen für lose Sandmassen ungenügend sind. Verf. hat ein neues System aufgestellt, nach dem er zahlreiche Sande auf ihr Korn, den Tongehalt, die Wasserleitungs- und -haltungsfähigkeit, sowie das Eindringen von Pflanzenwurzeln geprüft hat. Dieser Aufsatz ist ein Auszug aus einer großen agronomischen Arbeit und gibt die Klassifikation und den Vorschlag einer exakten schwedischen Terminologie, die für uns Deutsche, wenigstens für agronomische Zwecke, erst umgearbeitet werden müßte. Verf. hat sich auf verschiedene Weise durch Sieben, Schlämmen, Auskochen mit Soda oder Kalilauge, Behandeln mit Salzsäure, ganz reine Sande von bestimmtem Korn dargestellt und unterscheidet fünf Gruppen, wozu zwei Kiesabteilungen kommen, nämlich 1. Blockkies größer als 2 dm, 2. Steinkies 20—2 cm, 3. Grus 20—2 mm, ohne Wasserhaltungsvermögen, 4. Sand 2—0,2 mm, leicht durchlassender Sand, 5. „Mo“ 0,2—0,02 mm, wasserhaltiger Sand, 6. „Lättler“ 0,02—0,002 mm, in feuchtem Zustand tonartig, im Salzwasser koagulierend mit rascher Zirkulation zwischen den zusammengeballten Massen, 7. Sand feiner als 0,002 mm, ganz tonartig mit träger Wasser-Verteilung. Jede dieser Gruppen wird wieder nach dem Korn in 2—3 Teile geschieden. Dann werden zahlreiche Beispiele in der Verteilung dieser Gruppen im schwedischen Diluvium und Postglazial gegeben, auch die Fähigkeit des Absetzens und die allgemeine Sandanalyse kurz besprochen.

Deecke.

A. Atterberg: Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese. (Sep.-Abdr. a. Chem.-Ztg. 1905. 29. No. 15. 12 p. Cöthen [Anhalt].)

Die Tatsache, daß keine der vorgeschlagenen Einteilungen der klastischen Bodenbestandteile allgemeine Verwendung gefunden hat und daß auf Sande der gleichen Korngröße (0,5—0,2 mm) von verschiedenen Forschern die Bezeichnungen: grober Sand, mittelkörniger Sand und feiner Sand angewendet werden, erklärt Verf. durch bisher mangelhafte Kenntnis

der Abhängigkeit der bodenkundlich wichtigsten physikalischen Eigenschaften von der Korngröße der Sande.

Vom Verf. angestellte Versuche haben gelehrt, daß sich nach der Korngröße bei Sand, der frei von Humus und frei von tonigen Aggregaten hergestellt wurde, drei Hauptgrenzen ziehen lassen: eine Korngröße von 0,2 mm bezeichnet die Grenze zwischen dem (größer körnigen) wasser-durchlässigen und dem wasserhaltenden Sande; ausgeprägte Koagulierbarkeit durch Salzlösungen oder Säuren stellt sich bei einer Korngröße unterhalb von 0,02 mm ein — gleichzeitig können kleinere Körner von dem unbewaffneten Auge nicht mehr unterschieden werden und bei der gleichen Größe liegt die Grenze für die Durchdringungsfähigkeit der Wurzelhaare in die Zwischenräume der Sandkörner für die wichtigsten Kulturpflanzen; bei 0,002 mm liegt die Grenze der Brown'schen Molekularbewegung in reinem oder schwach alkalischem Wasser aufgeschwemmter Körnchen. Verf. unterscheidet demnach 4 Gruppen der Sande (die Bezeichnungen sind schwedisch, die deutsche Übersetzung in Klammern):

- Sand (Sand) 2,0—0,2 mm (Beginn der Kapillarität bei 2,0 mm),
- Mo (feiner Sand) 0,2—0,02 mm (gute Kapillarität und schnelle kapillare Bewegung des Wassers),
- Lättler (Lehm) 0,02—0,002 mm (sehr hohe Kapillarität, aber immer mehr verlangsamte Bewegung des Wassers in den Kapillaren),
- Ler (Ton) feiner als 0,002 mm (sehr verlangsamte Wasserbewegung; kann wie schwere Tone oberflächlich auch bei viel Wasser dicht unter der Oberfläche austrocknen),

und macht folgenden Vorschlag zur Nomenklatur für die klastischen Bestandteile des Bodens:

	Durchmesser
Block (Blöcke)	{ Klippblock (Felsblöcke) über 2 m
	{ Stenblock (Steinblöcke) 20 —6 dm
	{ Blocksten (Blocksteine) 6 —2 „
Klapper (Gerölle)	{ Grofklapper (Grobgeröll) 20 —6 cm
	{ Singel (Schotter) 6 —2 „
Grus (Kies)	{ Mal (Grobkies) 20 —6 mm
	{ Gryske (Kleinkies) 6 —2 „
Sand (Sand)	{ Grand (Grand) 2 —0,6 „
	{ Dyne ¹ 0,6 —0,2 „
Mo (feiner Sand)	{ Fimma ² 0,20 —0,06 „
	{ Mjåla (Mehlsand) 0,06 —0,02 „
Lättler (Lehm)	{ Vesa (Schliff) 0,020—0,006 „
	{ Mjuna (Schlick) 0,006—0,002 „
Ler (Ton)	kleiner als 0,002 „

¹ Dyne nennt Verf. die Unterabteilung, welcher der größte Teil des Dünensandes angehört. Im Deutschen würde „Dünensand“ als Größenbestimmung zweideutig sein.

² Fimma bedeutet „feiner Sand“ — diese Bezeichnung ist bereits für die Gruppe Mo vergeben.

Nach Vorschlag des Verf.'s werden die gröbereren Bodenbestandteile quantitativ durch passende Siebe bestimmt, für die feineren sind die bekannten Schlämmapparate, besonders die Spülapparate nicht zu benützen, da sie nur „Mo“, nicht aber die feineren Bestandmassen trennen. Zu ihrer Trennung gibt Verf. folgende Vorschrift für die von Humus und Eisenocker durch einstündige Behandlung mit Salpetersäure bei 100° befreite und durch ganz kurzes Kochen mit Natronlauge zur Lockerung des Tones vorbereiteten Substanzen.

Bei 10 cm Wasserhöhe erfordert:

Sand von 0,06 mm	55	Sekunden,
„ „ 0,02 „	7½	Minuten,
„ „ 0,006 „	1	Stunde,
„ „ 0,002 „	8	Stunden,

um sich in reinem Wasser völlig zu Boden zu setzen.

Milch.

E. Blanck: Untersuchungen über die Schwarzerden des Rittergutes Legienen, Kreis Rössel, Ostpreußen. (Die landwirtschaftl. Versuchsstationen. 1904, 407—418. Berlin.)

Aus den Bodenanalysen, die an den Schwarzerden (Tschernosem) des Rittergutes Legienen (Ostpreußen) vom Verf. angestellt wurden, sei hier der für deutsche Schwarzerdeböden recht beträchtliche Humusgehalt hervorgehoben, der auf indirektem Wege bestimmt wurde. Das Mittel aus je einer Bestimmung aus der Differenz nach der von SCHLÖSING angegebenen Methode und aus dem Glühverlust ergab für den Obergrund (aus 1—22 cm Tiefe) 5,47 % und für den Untergrund (aus 22—42 cm Tiefe) 4,58 % Humus.

„Wenn ORTH der Ansicht ist, die Entstehung der Schwarzerde müsse überall lokal erklärt werden, so hat dieses wohl seine Berechtigung, allgemein gesprochen kann die Bildung der Schwarzerde jedoch aus diluvialen Schichten, welche durch eine reiche Steppenflora ihre Humusanreicherung erhielt, gedeutet werden. Die Humifizierung dieser Schichten scheint am Ende der Diluvialzeit vor sich gegangen zu sein, und ist der Feuchtigkeitsgehalt der steigenden und fallenden Diluvialgewässer der Abschmelzperiode wohl besonders günstig für die Entwicklung einer solchen üppigen Grasvegetation gewesen“ (p. 409).

Milch.

A. Delage et H. Lagatu: Sur la constitution de la terre arable. (Compt. rend. 139. 1043. 1904.)

—: Sur les espèces minérales de la terre arable. (Ibid. 1233.)

Aus der Feinerde von Böden haben Verf. planparallele Platten von nur 0,01 mm Dicke herstellen und wie Dünnschliffe untersuchen können. Sie fanden, daß die Mineralgemengteile in ihnen nicht stärker zersetzt waren, als dies gewöhnlich in Gesteinen der Fall zu sein pflegt, daß es

sich also bei der Entstehung der Feinerde wesentlich nur um eine Desaggregation handelt. Wie die Präparate erhalten wurden, ist nicht angegeben.

O. Mügge.

J. Dumont: Sur l'analyse minéralogique des terres arables. (Compt. rend. 140. 1111. 1905.)

Die Bodenteilchen werden zunächst durch Behandlung mit heißer Oxalsäure und mit Ammoniak von kolloidalen Überzügen eisenschüssiger, toniger und humoser Art befreit, dann mittels Zentrifuge in sandige und tonige getrennt. Zur Isolierung der den Sand zusammensetzenden Minerale werden dann wieder Zentrifugen verwandt, wobei aber die Trennung nicht in Wasser, sondern in schweren Lösungen von geeigneter Dichte vor sich geht.

O. Mügge.

O. Schneider: Das Gestein des Seebachfelsens bei Friedrichroda im Thüringer Wald. (Jahrb. kgl. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1903. 24. 4. 503—553. 2 Taf. 14 Illustr. im Text.)

3 km südwestlich von Friedrichroda tritt in der Oberhöfer Stufe des mittleren Rotliegenden ein wahrscheinlich deckenförmiges Eruptivgestein auf, in dessen dichter, schwärzlichgrüner Grundmasse neben normalen Plagioklas, Augit, Olivin- und Biotiteinsprenglingen vor allem Orthoklase, Quarze, auch Plagioklase auftreten, deren randliche Umwandlungserscheinungen auf ihre Natur als Fremdlinge hinweisen. Die Orthoklase zeigen häufig schlauchförmige Einstülpungen glasiger Gesteinsmasse, die reich sind an neugebildeten Orthoklasleisten und Fasern. Die randlich an den oft regellos gestalteten Orthoklasen auftretende „Körnelung“ ist durch Infiltration von Glasmasse bedingt, die zapfenförmig in die Feldspatsubstanz eingreift und ein zusammenhängendes Netz bildet. Die häufig an Spalt- risse und die randlichen Teile der Einsprenglinge gebundene Neubildung von Albit ist „nicht durch Lösungen erfolgt, sondern stellt sich als unmittelbare Folge der Einwirkung des umgebenden glutflüssigen Magmas dar“. Die fremden Plagioklase haben ihre Form weniger verändert, besitzen keine schlauchförmigen Einstülpungen und ihre Körnelung besteht aus nicht miteinander zusammenhängenden Glaspartikeln. Die Quarzfremdlinge sind von einer Aureole aus Glas und Augitkörnchen umgeben, oder von einer orientierten Zone von neugebildetem Quarz. Ihre Einstülpungen sind reich an Neubildungen von faserigem Quarz.

Die Gesteinsgrundmasse besteht aus Augit, Plagioklas, Erz, Apatit, Titanit, Quarz und Glas in sehr wechselnden Mengen. Der Quarz wird auf resorbierten Fremdquarz zurückgeführt. Von Einschlüssen treten auf: 1. Strukturmodifikationen des Hauptgesteins; 2. Melaphyr mit Spinell als Kontaktprodukt. Es wird unentschieden gelassen, ob das Gestein entstanden sei durch Einschmelzen melaphyrischen Materials in einem quarzporphyritischen Magma, das in einer intratellurischen Periode bereits Orthoklas,

Quarz und Plagioklas ausgeschieden hatte, oder durch Mischung eines quarzporphyritischen und eines melaphyrischen Magmas nach Analogie der Quarzbasalte.

Anhangsweise wird eine lokale Infiltration mit Roteisenerz besprochen.

O. H. Erdmannsdörffer.

O. H. Erdmannsdörffer: Die devonischen Eruptivgesteine und Tuffe bei Harzburg und ihre Umwandlung im Kontakthof des Brockenmassivs. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1904. 25. 1—74. 1 Taf. 4 Fig.)

—: Über die Umwandlung von Diabasfeldspaten in Kontakthöfen von Tiefengesteinen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 56. 1—5.)

Die Untersuchungen des Verf.'s beziehen sich hauptsächlich auf Gesteine, die südwestlich von Harzburg im wesentlichen die flachen Rücken des Breitenberges und des Schmalenberges zusammensetzen; sie gehören in das Gebiet des Kontakthofes, der von dem Gabbro und den zahlreichen Gängen und stockartigen Massen des Okergranites hervorgerufen ist, und zwar wird der Rücken des Breitenberges fast gänzlich von oberdevonischen Diabasen gebildet, während ein zweiter Zug, der seine größte Breite auf dem hinteren Schmalenberg erreicht, im wesentlichen aus mitteldevonischen Orthophyrtuffen sich aufbaut, denen spärlich Orthophyre und Diabasporphyrte eingeschaltet sind.

A. Die oberdevonischen Diabase.

I. Körnige Diabase von mittlerer Korngröße; meist ist die typisch divergentstrahlig-körnige Struktur makroskopisch und mikroskopisch deutlich erkennbar.

Der primäre Pyroxen, meist von den Eigenschaften des typischen Diabasaugites ($c:c = 45^\circ$), nur selten farblos, dem Diopsid nahestehend ($c:c = 40^\circ$), ist gewöhnlich in zahlreichen Individuen erhalten; die Einwirkung der Kontaktmetamorphose auf den Diabasaugit äußert sich 1. in einer Umwandlung in kompakte braune Hornblende, 2. in einer Umwandlung in faserige, schwach gefärbte Hornblende, 3. in Neubildung von Pyroxen.

1. Die braune Hornblende (Beispiel der Umwandlung in diese vom Forstort Stiefmutter am Fahrwege Harzburg—Romkerhall) erscheint kompakt, Absorption $c = b$ (hellkastanienbraun) $> a$ (hellgelbbraun), von dem primären Augit vielfach durch einen Saum kristallographisch nicht begrenzter Epidotkörner getrennt; der Augit ist farblos oder zeigt die gleiche Färbung wie die Hornblende. In den Diabashornfels der großen Klippen am rechten Ufer des unteren Riefenbachtals zeigt der Augit eine eigentümliche Sanduhrstruktur, die von den terminalen Enden der säulenförmigen Kristalle ausgehenden Anwachskegel sind farblos ($c:c = 38^\circ$),

die von den Flächen der Prismenzone nach dem Zentrum sich verjüngenden Kegel sind braun, zeigen der braunen Hornblende ähnlichen Pleochroismus und Absorption: c lichtgelbbraun $>$ b hellgelbbraun $>$ a sehr hellgelb und auf (010) $c : c = 32^\circ$ — entgegen dem Verhalten in normalen Sanduhr-Augiten ist mithin der Winkel $c : c$ in den hellen Teilen größer als in den dunklen. Verf. erklärt diese Erscheinung durch die Annahme, daß diese Braunfärbung der Augitsubstanz das erste Stadium der Umwandlung in Hornblende unter der Einwirkung der Kontaktmetamorphose darstellt; die Substanz der von den Prismenflächen ausgehenden Anwachskegel des primären Augits waren dieser Umwandlung leichter zugänglich als die diopsidische der Terminalkegel.

2. Die Umwandlung zu faseriger Hornblende entspricht der normalen Uralitbildung, wobei jedoch c und b einen Stich ins Bräunliche besitzen, während a farblos ist.

3. Die Umwandlung in sekundäre Minerale der Pyroxengruppe ist weit verbreitet und tritt besonders oft mit den beiden anderen Arten der Umwandlung zusammen auf. Oft bildet sich dann an Stelle des Diabasaugits ein Gemenge von vorherrschendem farblosem monoklinem Augit in Körnchen von verschiedener Gestalt, begleitet von dunkelbraunem Biotit und Körnern und Leisten von Eisenerz, teils Magnetit, teils Titaneisen. In anderen Fällen bleiben Partien des violetten Diabasaugits erhalten, entfärben sich bei gleichbleibender Orientierung randlich, worauf nach einer scharfen Grenze, gleichfalls bei unveränderter Orientierung, fast faseriger farbloser Pyroxen, untermischt mit Erz und Biotit, ansetzt. Zwischen die neugebildeten Augitleisten schieben sich gelegentlich Blätter von Muscovit (Paragonit?), der bisweilen an Menge sehr zunimmt; auch Enstatitleisten finden sich nicht selten, die sich besonders in der Nähe von Feldspatleisten und von teilweise vielleicht auf Einschlüsse zurückzuführendem Quarz einstellen und in diese Minerale eindringen. Die neugebildeten Augite enthalten kristallographisch begrenzte Glaseinschlüsse, während die Glaseinschlüsse der primären Augite rundlich oder schlauchförmig sind.

Die primären Plagioklase erweisen sich als kalkreiche Labradorite; sie sind nach dem Albitgesetz verzwillingt, „jedoch zeigt sich vielfach eine Eigentümlichkeit in seiner Ausbildung, die bei normalen Diabasen nicht vorhanden ist. Die Albitstreifung ist nämlich fast stets nur sehr schwach sichtbar, ja sie kann ganz verschwinden. Die Grenzen zwischen den einzelnen Lamellen sind zwar scharf, doch die Unterschiede in den Polarisationsfarben bei jeder Stellung des Durchschnittes zu den Nicols sehr gering, und wenn sie ganz fehlen, glaubt man ein einfaches Individuum, oder, was sehr häufig ist, einen Karlsbader Zwillings von ungestreiftem Feldspat vor sich zu haben. Ich glaube diese Erscheinung auf molekulare Umlagerungen im Plagioklas zurückführen zu müssen, bedingt durch die Kontaktwirkung, und sehe eine gewisse Bestätigung für diese Annahme in dem Umstand, daß auch die neugebildeten Feldspatkörner nur selten Zwillingslamellierung aufweisen“ (p. 20).

Die Umwandlung dieser Plagioklasse durch Kontaktmetamorphose vollzieht sich in einfacherer Form, als gewöhnlich angegeben wird: im wesentlichen findet lediglich eine Umkristallisation statt, wobei sich aus den Feldspatleisten ein oft typische Pflasterstruktur zeigendes Körneraggregat entwickelt, dessen Körner in ihrer Zusammensetzung nicht wesentlich vom Muttermineral abweichen. Eine andere Art ist die Umwandlung in Muscovit.

Wie die Umwandlungsprodukte des Augites wandern auch die des Plagioklases und bilden mit diesen Aggregate von echt pflasterähnlicher Kontaktstruktur.

Die typische Leistenform des Titan eisens wird durch die Kontaktmetamorphose nur selten verwischt; fast immer ist es von einem Leukoxenhof umgeben.

Der als sekundäre Bildung überaus verbreitete Biotit, der den Gesteinen die charakteristische braune Farbe verleiht, ist teilweise wohl nicht direkt aus dem Augit, sondern aus Chlorit hervorgegangen.

II. Variolitische und mandelsteinartige Diabase, gewöhnlich vereint, nehmen an der Zusammensetzung des oberdevonischen Diabazuges erheblichen Anteil. Die Hauptmasse des Gesteins (nach Abzug der Variolen und Vakuolen) ist teils diabasisch-körnig mit Neigung des Augits zu idiomorpher Ausbildung, teils angenähert spilitisch, wobei bei extremster Entwicklung die Feldspate trichitische Dimensionen und Neigung zur Zusammenballung zeigen.

Die Variolen bestehen aus einer graulich durchscheinenden Masse, die an dünnsten Stellen mit Immersionssystemen als eine farblose Grundmasse, vermutlich Feldspat, getrübt durch zahllose kleinste Augitkörnchen erscheint; diese Masse sieht durch eingelagerte Plagioklasleisten und Augitsäulen wie zerhackt aus. Sphärolithische Aggregationsformen fehlen gänzlich, wobei unentschieden bleiben muß, ob primär oder durch kontaktmetamorphe Beeinflussung; letztere gibt sich zweifellos durch Zerfall der Feldspatleisten in ein System polygonaler Körner und Bestäubung mit Augitkörnchen zu erkennen.

Die Vakuolen, die einen Längsdurchmesser von 6 mm nicht überschreiten, zerfallen in solche mit vorwiegender Chloritfüllung und solche mit kalkreicher Füllung.

Die chloritreichen Vakuolen zeigen bisweilen den Chlorit auf den Wandungen aufsitzend und in Rosetten in das Innere vordringend, während das Zentrum von Prehnit mit einzelnen großen Titanitkörnern erfüllt ist und im Chlorit kleine, aus ihm durch die Kontaktmetamorphose entstandene Augite liegen; häufiger sind solche, die von wirr gelagerten Chloritblättern mit einzelnen Augit- und Erzkörnern erfüllt sind, am häufigsten tritt Umwandlung in strahlige Aggregate einer schwach grünlichen Hornblende ein, die bis zur Verdrängung des Chlorits vorschreiten kann.

Die Vakuolen mit kalkreicher Füllung, von denen durch die Kontaktmetamorphose nach Lossen jedes „zu einem kleinen Predazzo

wird⁴, zeigen gewöhnlich zonenförmige Anordnung der Neubildungen. Die Mandeln eines Diabases vom Abhang des Breitenberges nach dem Riefenbach zu zeigen eine äußere Zone von Augit (selten farblos, gewöhnlich pleochroitisch in hellgelbraun bis graublau, auch grünblau) in typischer Pflasterstruktur, allein oder mit Prehnit und Biotit zusammen. Nach innen folgt eine zweite, durch Pflasterstruktur charakterisierte Zone, aufgebaut aus Feldspat (Albit), Prehnit, großen Kristalloiden von Titanit, Augit und Magnetit in deutlichen Kristallen. Den Kern der Vakuolen erfüllt Granat, teils farblos und optisch anomal, teils rötlich und isotrop, gewöhnlich in rundlichen Körnern, kristallographisch begrenzt nur, wenn sie noch einen kleinen zentralen Hohlraum umschließen, der mit einem Rest von Kalkspat, seltener von einem unbestimmten faserigen, zeolithähnlichen Mineral, sehr oft von Prehnit ausgefüllt ist.

Sehr verbreitet ist in diesen Vakuolen Klinozoisit in bis 4 mm großen, ganz hell zeisiggrünen Säulen, nur ganz selten von einem schmalen Epidotsaum umgeben; er fehlt der normalen Gesteinsmasse gänzlich und läßt sich stets auf früher vorhanden gewesenes Calciumcarbonat zurückführen.

Aus den gleichen Mineralen, welche Vakuolen in mannigfacher Gruppierung erfüllen, bestehen die schon von LOSSEN im Rambergkontakthof beschriebenen hellen dichten Gesteinsmassen, die aderartig in den Diabasen auftreten. Verf. führt sie nach Analogie der Vakuolenfüllung auf kalkreiche, durch prägranitische Verwitterung entstandene Partien der Diabase zurück, wofür auch die Zunahme des Kalkes in den von LOSSEN (Blatt Harzgerode) mitgeteilten Analysen dieser Gebilde spricht. Selbst wenn, was nicht beobachtet wurde, die mineralogische Zusammensetzung derartiger Adern einmal saussuritähnlich wäre, dürfte doch auf sie wegen der strukturellen und genetischen Verschiedenheit die Bezeichnung Saussurit nicht angewendet werden.

III. Diabashornfelse aus dem unmittelbaren Kontakt mit dem Gabbro ähneln durchaus den von LOSSEN als umkristallisierten Diabas erkannten „Amphiboliten“ aus dem Eckergneisgebiet des Kaltenborn: sie bestehen aus basischem Labradorit, intensiv gefärbtem Augit und brauner Hornblende mit spärlichem Epidot, Biotit, Titanit, Eisenerz und seltenen Körnern von Chromit oder Picotit in typisch pflasterartiger Anordnung.

Die Intensität der Metamorphose nimmt, wie LOSSEN feststellte, in dem untersuchten Gebiete von SW. nach NO. hin zu; da nun die faserige Hornblende vorwiegend in den südlichen Teilen verbreitet ist, während sich die Umbildung in kompakte braune Hornblende und sekundären Pyroxen auf die nördlichen Teile der Diabasmasse des Breitenberges beschränkt, so zieht Verf. den Schluß, „daß die Umwandlung des Diabasaugits zu faseriger Hornblende einen geringeren Grad der Umwandlungsintensität voraussetzt, als die Neubildung von braunem Amphibol oder von Pyroxen“ (p. 37).

Die Analyse I eines oberdevonischen Diabashornfelses in großen Klippen oberhalb des Steinbruches im Bleichetal,

an der Chaussee Harzburg—Romkerhall anstehend, ausgeführt von WINTER, ergab folgende Werte:

Si O² 49,93, Ti O² 0,72, Al²O³ 16,12, Fe²O³ 5,01, FeO 6,28, Mg O 6,40, Ca O 8,93, Na²O 3,87, K²O 1,41, H²O 0,44, CO² 0,20, SO³ 0,19, P²O⁵ 0,21; Sa. 99,71; spez. Gew. 2,928.

Hieraus ergibt sich die OSANN'sche Formel $s_{55,5} a_3 c_3 f_{14} k = 0,86$, fast übereinstimmend mit dem Typus Oroville der Hauptreihe der Familie Plagioklasbasalte, Olivindiabase und Melaphyre: $s_{57,5} a_3 c_3 f_{14} k = 0,92$.

B. Gesteine des oberen Mitteldevons.

Das obere Mitteldevon, das Äquivalent der „Blattersteinzone“ am Grünsteinzug, tritt als selbständige Masse den hinteren Schmalenberg zusammensetzend sowie in einer kleineren Partie das Liegende der großen Breitenberger Diabasmasse bildend auf.

1. Die Gesteine des hinteren Schmalenberges.

a) Kontaktmetamorphe Orthophyre. Ein deutlich mandelsteinartiger Orthophyr von der Höhe des hinteren Schmalenberges, westlich der Grenzschnaise der Forstabteilungen 65 und 66 anstehend, gleicht in hohem Grade entsprechenden Gesteinen von Blankenburg: in einem feinkörnigen, grüngrauen Gestein mit kleinen ungestreiften Feldspatleisten liegen von Kalkspat erfüllte Mandeln. U. d. M. erscheint die Struktur der der körnigen Diabase ähnlich, doch sind die Kalifeldspate viel gedrungener. Plagioklas ist nur sehr spärlich vorhanden, farbloser Augit tritt in einzelnen Fetzen und zahllosen Körnchen auf, ferner reichlich Chlorit (farblos, sehr schwach doppeltbrechend, optisch negativ), wohl aus Augit entstanden, ferner Erze, sekundäre farblose Hornblende und Muscovitblättchen. Im Kalkspat der Mandeln stellt sich randlich Klinzoisit, optisch anomaler Granat und Chlorit ein. Aus der Analyse (II, s. u.) wurde ganz approximativ die mineralogische Zusammensetzung berechnet: Kalifeldspat 27 %, Natronfeldspat 10 %, Diopsid 21 %, Ilmenit 4 %, Magnetit 4 %, Apatit 1 %, Chlorit 30 %, Kalkspat 3 %. Der hohe Chloritgehalt macht einen Vergleich mit frischen Gesteinen unmöglich, läßt aber auf einen primär großen Augitgehalt und mithin auf einen basischen Orthophyr schließen.

Ein anderes, durch seinen Reichtum an Mandeln fast schlackiges Gestein von Klippen auf der Brockenschneise nähert sich durch seinen Biotitreichtum bereits den Tuffen des hinteren Schmalenberges: ein sehr feinschuppiger Grundteig von Biotitblättchen enthält sehr schmale Feldspatleistchen, die sich fluidal um größere Kalifeldspate herumwinden.

b) Kontaktmetamorphe Orthophyrtuffe, sämtlich schokoladebis rotbraun durch den Biotitgehalt der Grundmasse gefärbt, Bruchstücke verschiedener Minerale und Gesteine enthaltend. Der Biotit bildet einen bisweilen durchaus vorherrschenden Filz, der besonders Erzkörner und Titanit in Leukoxenform enthält; hinzu tritt Pyroxen, besonders Enstatit, hinter dem monokliner Augit weit zurücktritt. Enstatit findet

sich teils in kurz säulenförmigen Individuen, teils in ausgezeichnet skelettartig oder schwammartig durchbrochenen Kristalloiden, die gelegentlich sogar die Hauptmasse des Gesteins bilden; auch in kleinen Körnchen findet er sich im Gestein verteilt. Neu in diesem Gestein und wohl für den Harz überhaupt ist Anthophyllit in Säulchen bis 2—3 mm, im Schriff stets farblos durchsichtig, tafelig nach (100), Spaltbarkeit vollkommen nach dem Amphibolprisma, undeutliche Absonderung nach (010). Längsschnitte zeigen oft scharfe Quergliederung nach (001). Auslöschung gerade, $a = a$, $b = b$, $c = c$, Achsenwinkel scheint groß zu sein. Doppelbrechung auffallend gering, in normalen Schlifflinien nur hellgelb I. Ordnung erreichend. Das Mineral findet sich ferner in sehr feinen Nadeln. Von farblosen Gemengteilen sind Kalifeldspat und Quarz die wichtigsten, Plagioklas tritt sehr zurück. Mit der Annäherung an den Gabbro nehmen die Dimensionen der Gemengteile zu und es bildet sich typische Pflasterstruktur heraus.

Einsprenglingsartig liegen in dieser Tuffgrundmasse: Kalifeldspat, Plagioklas (basischer Andesin), Quarz (in eckig bis rundlich geformte Körnchen zerfallend), Augit (wahrscheinlich Trümmer von primärem Augit), ferner Brocken von Eruptiv- und Sedimentgesteinen, besonders von Hornfelsen; wegen ihrer Umwandlung besonders interessant sind die großen Kalifeldspate.

Im unveränderten Zustand homogen bildet sich aus den Kalifeldspaten durch Kontaktmetamorphose ein Aggregat polygonaler Körner, im wesentlichen Kalifeldspat, dem sich Quarz und spärlich Plagioklas beimischt. Von anderen Mineralien findet sich Biotit, Kaliglimmer, farbloser, optisch positiver Chlorit, seltener Turmalin, Erzkörner und Kalkspat. Sehr verbreitet sind Pyroxene, herrschend unter ihnen Enstatit in Säulchen und Nadelchen, in der Prismenzone kristallographisch begrenzt, die unter sich streng parallel vom Rande her in die Pseudomorphose hineinragen. Seltener konvergieren die Nadeln nach dem Zentrum; dann nimmt ihre Menge fast bis zur Verdrängung der übrigen Substanzen zu. Enthält das Gestein an Stelle des Enstatit Anthophyllit, so findet er sich auch in der Pseudomorphose. Vielfach ist die Feldspatpseudomorphose von einem schmalen Saum dicht gedrängter Magnetitkörner umgeben.

Die chemische Zusammensetzung eines augitreichen Tuffes vom hinteren Schmalenberg, Brockenschneise, und eines biotit- und anthophyllitreichen Tuffes vom hinteren Schmalenberg, Forstabteilung 66, siehe unten (Analyse V und VI).

2. Die kontaktmetamorphen Gesteine vom Wilhelmsblick im Liegenden der Breitenberger Diabasmasse.

Im allgemeinen hellere Gesteine, im wesentlichen Tuffe; Eruptivgesteine sind nur auf dem Kamm des vorderen Schmalenberges nachweisbar. Mineralogisch und strukturell sind die Gesteine überaus wechselnd.

a) Augitorthophyre. Am vorderen Schmalenberg schuppig-körnige, schwarzgraue bis dunkelrotbraune glimmerreiche Gesteine mit zahlreichen Mandelräumen, die makroskopisch Kalkspat und Granat erkennen lassen. In einer Grundmasse, aufgebaut aus Kalifeldspatmosaik mit oft parallel gestellten Biotitblättchen und mit Augit- und Titanitkörnchen liegen einige intakte Kalifeldspatleisten, ferner regellos verstreut skelettförmig entwickelte Individuen eines grünen Amphibols und von Enstatit. Die Mandeln zeigen meist einen Kalkspatrest im Zentrum, dann eine innere Zone von gelblichem isotropem Granat mit einem zeolithartigen Mineral und eine äußere aus graublauem bis violetterm Augit. In anderen Vakuolen spielt Prehnit eine große Rolle, ferner findet sich eine Füllung von einem schmalen Saum von Feldspatkörnern, sodann einer Zone von rundlichen Augitindividuen, während das Innere von hellgrünlichem Chlorit mit kleinen, schwach rötlichen Kriställchen von geringer Lichtbrechung (Flußspat?) erfüllt ist.

Durch hellgraugrüne Farbe und dichtes Korn ausgezeichnete Gesteine treten in unmittelbarer Nähe des Wilhelmsblickfelsens auf. Hier wechseln hellgraugrüne Lagen mit dunklen; die Hauptmasse des hellen, an carbonat- und granaterfüllten Mandelräumen reichen Gesteins besteht zum größten Teil aus farblosem Granat, begleitet von tiefrotem Granat, Prehnit, Titanit, Leukoxen und läßt vereinzelt Feldspatdurchschnitte erkennen. Die chemische Zusammensetzung dieser hellen Gesteinsmasse gibt Analyse III. Analyse IV bezieht sich auf den durch einen höheren Gehalt an Titanit ausgezeichneten Augitorthophyr vom nordwestlichen Breitenberg; der auffallend hohe Gehalt an CaO und die geringe Menge SiO² wird durch die Annahme erklärt, daß diese Massen vor Eintritt der Kontaktmetamorphose stark verwittert und reich an CaCO³ waren. Die dunklen Lagen dieser Gesteine erhalten ihre Farbe durch Biotit oder durch Anhäufung von tiefbrauner Hornblende; ihre Mandeln erfüllt gewöhnlich Granat, seltener Epidot oder Zoisit, resp. monokliner Pyroxen.

b) Hochkristalline Tuffe, zumeist ausgezeichnet geschichtet.

α. Makroskopisch charakterisiert durch bis 2,5 cm lange und über 1 cm breite Spaltungsflächen von Kalifeldspat, die durch zahllose kleine Einschlüsse siebartig durchlöchert sind; die Kalifeldspate sind angenähert rektangulär, stossen aber mit unregelmäßigen Grenzlinien aneinander. In ihnen liegen bald unregelmäßig, bald parallel angeordnet Biotit, Muscovit, Titanit, spärlich Epidot, in einzelnen Lagen Granat in verschiedener Ausbildung, nicht selten in makroskopisch sichtbaren, hellgefärbten, unregelmäßig begrenzten Individuen, vorwiegend aber in kleinen dunklen, mannigfach gestalteten, schwarmartig auftretenden, nur an dünnsten Stellen ein tiefes Braunrot bis Rotviolett zeigenden Körnchen, die durch alle Übergänge mit dem normalen Granat verbunden sind. Die chemische Zusammensetzung eines granatreichen Tuffes oberhalb des Wilhelmsblicks (Analyse VII) zeigt, daß der lichte Granat dem Kalktongranat zugerechnet werden muß;

vielleicht ist der dunkle ein Eisentongranat — eine mechanische Trennung war wegen der geringen Korngröße nicht möglich.

β. Der zweiten Ausbildungsweise fehlen die großen Kalifeldspate; hier liegen Biotit und Muscovit in einem Kalifeldspatmosaik; kalksilikatreiche Partien bestehen aus Epidot, Titanitkörnern und eigentümlich gefärbter Hornblende (a schwach graulichgrün, b blaugrau mit Stich ins Grüne, c intensiv blaugrün).

Die den unteren Hang des Breitenberges nach dem Riefenbachtal zu zusammensetzenden Tuffe zeichnen sich durch hohen Biotitgehalt und somit dunkle Farbe aus, sonst sind sie den eben beschriebenen vom Wilhelmsblick sehr ähnlich; ihre chemische Zusammensetzung zeigt Analyse VIII, die sich auf das Gestein vom hinteren Schniggenloch an dem genannten Hange bezieht. (Die Analysentabelle enthält unter IX—XI der Vollständigkeit wegen drei ältere Analysen.)

Den Schluß der Arbeit bildet ein Vergleich mit anderen Gebieten, der besonders für die Diabase wichtig ist. Die kontaktmetamorphe Umwandlung der Augitporphyrite des Langesundfjords durch den Augitsyenit zeigt nach BRÖGGER sehr große Ähnlichkeit; auch hier wandelt sich der Augit bei stärkerer Beeinflussung in braune Hornblende und sekundären Pyroxen, bei schwächerer in faserige Hornblende um; diese Art der Umwandlung des Diabasaugits durch Kontaktmetamorphose erweist sich überhaupt als sehr verbreitet (RINNE, dies. Jahrb. 1895. II. 229, LEPPLA, dies. Jahrb. 1882. II. 130, v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN, dies. Jahrb. 1898. I. - 288- ff., JUDD, dies. Jahrb. 1891. II. - 429- ff.). Für den Feldspat der Diabase werden analoge Umwandlungen durch Kontaktmetamorphose von BECK beschrieben (dies. Jahrb. 1892. I. - 283- u. 1894. I. - 90- ff.), entsprechende Verhältnisse zeigen nach Untersuchungen des Verf.'s die oben erwähnten Augitporphyrite des Langesundfjordes und die Beschreibungen der südenenglischen Diabase durch TEALL lehren die gleichen Verhältnisse kennen.

Aus diesen Verhältnissen schließt Verf., daß im Gegensatz zu den Angaben LOSSEN's aus basischen Feldspaten durch Kontaktmetamorphose sich niemals Saussurit entwickelt, sondern einfache Umkristallisation eintritt; die entgegengesetzte Angabe LOSSEN's ist zurückzuführen auf eine „Verquickung von Kontaktmetamorphismus und ‚Regionalmetamorphismus‘ oder gleichbedeutend damit in LOSSEN's Sinn: Dislokationsmetamorphismus . . . einen Hauptzug in LOSSEN's Anschauung über metamorphe Gesteinsumwandlung.“

Am Schlusse seiner Ausführungen weist Verf. noch darauf hin, „wie wichtig bei der Untersuchung von ‚Grünsteinen‘, ‚Grünschiefern‘ oder Amphiboliten etc., soweit sie mit Sicherheit als Abkömmlinge von diabasartigen Gesteinen gelten können (chemische Analyse), die genaue Bestimmung des neugebildeten Feldspats für die Frage nach der Art ihrer Entstehung sein kann. Ist derselbe Albit, . . . so wird im allgemeinen eine dynamometamorphe Entstehung wahrscheinlich sein; ist es ein basischer

Plagioklas, so dürfte das Gestein einem Agens unterworfen gewesen sein, dessen Wirkungsweise der der Kontaktmetamorphose nahe gestanden haben muß (gewisse Amphibolite des Grundgebirges).⁴

	II.	III.	IV.
SiO ²	41,98	38,69	36,70
TiO ²	2,28	2,52	3,55
Al ² O ³	15,11	17,79	17,35
Fe ² O ³	3,29	5,17	5,74
FeO	9,77	2,71	1,31
MgO	6,88	3,92	1,43
CaO	8,04	16,30	22,65
Na ² O	1,16	0,85	1,45
K ² O	4,65	6,29	3,17
H ² O	4,22	2,30	1,32
SO ³	0,34	0,26	0,52
P ² O ⁵	0,49	0,35	0,60
CO ²	1,60	2,74	4,56
Summe	99,81	99,89	100,35
Spez. Gew.	2,850	2,980	3,040
Anal.:	EYME	WÖBLING	WINTER.

II. Kontaktmetamorpher Orthophyrmandelstein. Schmalenberg (I. p. 42 der Originalarbeit).

III. Hellgraugrüne Lagen aus dem kontaktmetamorphen Augitorthophyr. Wilhelmsblick (I. p. 56).

IV. Kontaktmetamorpher Augitorthophyr. Nordwestlicher Breitenberg (II. p. 56).

	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
SiO ²	43,83	47,04	43,51	40,60	45,92	49,01	45,09
TiO ²	2,90	2,81	3,42	3,02	—	—	2,20
Al ² O ³	15,54	16,41	21,57	17,95	14,43	20,39	11,66
Fe ² O ³	2,73	2,30	1,88	7,09	7,71	5,15	3,59
FeO	7,45	9,42	3,04	8,16	7,99	8,86	6,79
MnO	—	Spur	—	—	0,10	—	0,09
MgO	9,12	10,72	2,83	7,12	4,17	6,30	6,01
CaO	11,56	2,20	13,68	6,00	13,35	1,78	17,78
Na ² O	1,45	1,34	Spur	1,94	0,60	0,61	1,09
K ² O	2,79	4,46	6,05	4,85	2,60	7,69	2,51
H ² O	1,88	2,42	3,73	2,43	1,66	0,99	0,62
SO ³	0,19	0,30	0,24	0,17	—	—	0,11 (FeS ²)
P ² O ⁵	0,62	0,23	0,14	0,47	—	—	0,37
CO ²	—	—	—	fehlt	—	—	1,75
Organ. Subst.	—	—	—	—	—	—	0,33
Summe	100,06	99,65	100,09	99,80	98,53	100,78	99,99
Spez. Gew.	2,996	2,879	2,875	2,918	2,99	2,81	3,055
Anal.:	WÖBLING	WÖBLING	EYME	WINTER			

- V. Augitreicher Tuff. Hinterer Schmalenberg, Brocken-
schneise (III. der Tabelle p. 61).
- VI. Biotit- und anthophyllitreicher Tuff. Hinterer Schma-
lenberg, Forstabteilung 66 (l. c. IV.).
- VII. Granatreicher Tuff oberhalb des Wilhelmsblicks (l. c. I.).
- VIII. Biotitreicher granat- und augitführender Tuff. Hin-
terer Schniggenloch (l. c. II.).
- IX. „Diabasporphyr.“ Schmalenberg. Nähe der Gabbrogrenze
(STRENG, dies. Jahrb. 1862. p. 988); enthält offenbar viel monoklinen
Augit.
- X. „Diabasporphyr.“ Mittlerer Schmalenberg (STRENG, l. c.).
Wahrscheinlich anthophyllit- oder enstatitreich wie VI.
- XI. Kalksilikathornfels aus kontaktmetamorphem Orthophyr-
tuff. Riefenbachtal. (Nach LOSSEN, Sitzungsber. d. Ges.
naturf. Freunde. Berlin 1886. p. 6.) Milch.

H. Hoppe: Über Andesite der Vulkane Sago, Merapi,
Manindjau und Kaba auf Sumatra. Inaug.-Diss. Breslau. 63 p.
2 Fig. 1903.

Nachdem W. Volz auf Grund seiner tektonischen Studien die Vulkane Sumatras als eine reihenförmige Folge von Vulkangruppen angesprochen hatte, die miteinander nicht in direktem Zusammenhange stehen, erschien es wichtig, auf Grund des von ihm gesammelten Materials die Produkte verschiedener Vulkane der gleichen Gruppe untereinander und mit den Produkten von anderen Gruppen zu vergleichen. Untersucht wurden die Produkte der Vulkane Sago, Merapi, Manindjau einerseits, die der Padanger Gruppe angehören, die Produkte des Vulkans Kaba andererseits, eines Gliedes der Redjang-Gruppe. Als Ergebnis sei vorweg genommen, daß die Produkte des Kaba keine stoffliche Verschiedenheit gegenüber den Laven der Padanger Gruppe erkennen lassen, daß aber die Produkte eines und desselben Vulkans unter sich nicht unerhebliche Unterschiede aufweisen.

Alle Gesteine der vier Vulkane, soweit sie in der Volz'schen Aufsammlung vertreten sind, gehören, mit einziger Ausnahme eines Bimssteins vom Manindjau, der Familie der Andesite an; zum größten Teil sind es Pyroxen-Andesite, bei denen gewöhnlich rhombischer und monosymmetrischer Pyroxen im Gleichgewicht enthalten ist. In den Amphibol-Pyroxen-Andesiten gesellt sich zu den Pyroxenen in erheblicher Menge Hornblende, während Biotit nur in wenigen Fällen beobachtet werden konnte. Nur ein Amphibol-Augit-Andesit vom Sago erwies sich frei von rhombischem Pyroxen; überhaupt pyroxenfrei war nur ein Amphibol-Biotit-Andesit vom Sago. Nach den Aufsammlungen weicht der Sago von den drei anderen Vulkanen insofern ab, daß unter den Handstücken von diesem Berg Amphibol-Pyroxen-Andesite vorwiegen, während bei den anderen Pyroxen-Andesite entschieden herrschen.

Vom Sago werden beschrieben:

Pyroxen-Andesite, grau bis rötlichgrau, mit Einsprenglingen von verschiedenartig zonar struiertem Plagioklas, der Hauptmenge nach der Andesin-Labradorit-Reihe angehörig, von hellgrünem, sehr schwach in grünlichen und gelblichen Tönen pleochroitischem Augit ($c:c = 40^\circ$), kristallographisch unvollkommen begrenzt, von bedeutend besser begrenztem rhombischem Pyroxen ($//c$ grünlich, $//a$ gelblichrötlich). Oft ist rhombischer Pyroxen teilweise von monosymmetrischem umhüllt, selten treten sie in Parallelverwachsung auf. Ferner findet sich Olivin in unregelmäßig begrenzten Körnern, sowie Magnetit als älteste Ausscheidung innerhalb der genannten Minerale. Die Grundmasse besteht im wesentlichen aus verschieden stark gefärbtem Glas mit ganz schmalen Feldspatleistchen und Pyroxen- und Erzkörnchen.

Amphibol-Pyroxen-Andesite von wechselndem Aussehen. Auf ein grauschwarzes Gestein mit makroskopisch in großer Menge sichtbaren Plagioklaseinsprenglingen und farbigen Gemengteilen, die bis 1 cm Länge erreichen, bezieht sich Analyse I; es ist das einzige von rhombischem Pyroxen freie augitführende Gestein der Sammlung. Die Plagioklase sind meist homogener Labradorit mit schmaler Andesinzone; zum Augit von der oben geschilderten Beschaffenheit gesellt sich Hornblende mit deutlichem, aber nicht sehr starkem Pleochroismus: a gelblichgrün, c grünlichgelb; $c:c = 13^\circ$, gewöhnlich teilweise oder ganz in Opacit umgewandelt. Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleistchen, Augit- und Magnetitkörnchen in farblosem Glase und überwiegt an Menge die Einsprenglinge.

Analyse II bezieht sich auf ein Gestein vom äußeren Kraterrand, das in tiefschwarzer Grundmasse spärliche Feldspateinsprenglinge und zahlreichere lange Hornblendesäulchen erkennen läßt. U. d. M. zeigen die Plagioklase Gliederung in einen Kern von basischem Labradorit, der von einer zonar struierten, basische Rekurrenzen aufweisenden Andesinzone umschlossen wird. Die Hornblende zeigt starken Pleochroismus: $//a$ bräunlichgelb, $//c$ und b grün, $c:c = 10^\circ$; sie ist stets infolge von magmatischer Korrosion von einem Mantel von Erzkörnchen und rhombischem Pyroxen umgeben. Rhombischer und monosymmetrischer Pyroxen, ersterer überwiegend, in breiteren Säulen, treten an Menge hinter der Hornblende erheblich zurück. Magnetit nicht selten. Der Hauptteil des Gesteins, die Grundmasse, besteht aus Glas mit zahllosen Feldspatleistchen, die sich bisweilen zu Flecken häufen; kleinste Pyroxenkörnchen sind verhältnismäßig selten, Erzkörnchen in großer Zahl vorhanden. Die Menge des Glases ist so erheblich, daß das Gestein als vitrophyrisch bezeichnet werden kann.

Ein ziemlich bröckeliges, rötlich gefärbtes Gestein, auf das sich Analyse III bezieht, unterscheidet sich von dem vorigen wesentlich nur durch Vorherrschen des rhombischen Pyroxens unter den farbigen Gemengteilen und durch sehr typische basaltische Hornblende (a gelb, b und c dunkelbraun, $c:c = 3^\circ$). Der Pyroxen des Gesteins ist stets mit primären Erzkörnern poikilitisch verwachsen.

Verf. führt die basaltische Natur der Hornblende auf sekundäre Einwirkungen zurück und macht im Anschluß an die Untersuchungen SCHNEIDER's und BELOWSKY's darauf aufmerksam, daß in den Analysen I—III der Gehalt an FeO abnimmt, während in dem Gestein I gemeine Hornblende, in II ein Mittelglied, in III basaltische Hornblende vorhanden ist.

Im Gegensatz zu diesen Gesteinen, in denen die Grundmasse vorherrscht, überwiegen in einem bräunlichen Einschluß eines rötlichgrauen Gesteins die Einsprenglinge: Hornblendesälchen (1—1,5 mm lang, 0,2 mm breit, a gelblichgrün, b braun, c tiefbraun mit einem Stich ins Rötliche, c : c = 8°), spärlich monosymmetrischer Augit und reichlich Plagioklas (Labradorit mit schmaler Andesin-Oligoklas-Zone); die spärliche Grundmasse, nur als Mesostasis vorhanden, ist wesentlich grauweißes Glas.

Amphibol-Biotit-Andesit, nur in einem Repräsentanten vorhanden, enthält in tiefschwarzer Grundmasse sehr zahlreiche, aber nur sehr kleine Einsprenglinge, durch die er wie gesprenkelt erscheint. Die Plagioklase, gewöhnlich 0,5 mm lang und breit, tafelförmig nach M und von P, M, T, l und x gut begrenzt, bestehen oft aus einem Labradoritkern und Andesinmantel mit basischen Rekurrenzen; um letzteren legt sich häufig noch ein schmaler Mantel von Labradorit. Die Hornblende zeigt a hellgelb, b und c grün, c : c = 20°; ferner tritt als Einsprengling brauner Biotit mit Einschlüssen von Erz und Apatit auf. Die Einsprenglinge sind durch Übergänge mit den Grundmassengemengteilen verbunden: dünne Feldspatleistchen, Mikrolithen von Hornblende und Apatit sowie Erzkörnchen in einem grauen Glase.

Ein nach dem Vorgange von BELOWSKY 10 Minuten in einer Platinschale über dem Bunsenbrenner geglühter Schlifff zeigte, daß die grüne Hornblende die Eigenschaften der basaltischen angenommen hatte: a gelblichgrün, c braunrot, c : c = 2°; durchaus ähnlichen Pleochroismus hatte auch der vor dem Glühen braunschwarze resp. hellgelbe Farben zeigende Biotit angenommen.

Der SiO₂-Gehalt dieses Gesteins ergab sich zu 57,4 %.

Gesteine des Merapi.

Die der Untersuchung zugänglich gemachten Gesteine des Merapi sind nach Farbe und Festigkeit überaus verschieden, ohne daß sich irgend eine Gesetzmäßigkeit in diesen Eigenschaften für die mineralogisch zu unterscheidenden Gruppen: Pyroxen-Andesite und Amphibol-Pyroxen-Andesite, resp. deren nach Menge und Art der Einsprenglinge aufgestellten Untergruppen auffinden ließe. Es treten tiefschwarze und weißlichgraue Farben auf, verbunden durch verschiedene Töne von Grau, auch rötlich, oft durch schwarze Stellen eutaxitisch erscheinende Gesteine sind vorhanden; neben den vorwaltenden kompakten Gesteinen fehlen auch schlackig-löcherige nicht. [Die Beschaffenheit der Minerale unterscheidet sich nicht von der Natur der Gemengteile der Sago-Gesteine; es wird daher im Referat auf sie nur ausnahmsweise eingegangen.]

Pyroxen-Andesite. Typus 1, charakterisiert durch Zurücktreten der farbigen Gemengteile, meistens glasreich. Das der Analyse IV zugrunde liegende Gestein zeigt dem unbewaffneten Auge zahlreiche, bis 2 mm große Plagioklase in dunkelgrauer Grundmasse; u. d. M. treten neben den Plagioklasen der Andesin-Labradorit-Reihe unter den Einsprenglingen monosymmetrischer und rhombischer Pyroxen sehr weit zurück — letzterer ist verhältnismäßig nicht selten in Bastit umgewandelt. Magnetit ist als Einsprengling selten. Die Grundmasse besteht aus Feldspatmikrolithen, die mit Körnchen der farbigen Gemengteile in einem durch Erzkörnchen schwarz punktiert erscheinenden farblosen Glase liegen.

Typus 2 enthält die gleichen Gemengteile, doch erheblich mehr farbige Gemengteile, obwohl Plagioklase noch überwiegen; in dem das Material zu Analyse V liefernden Gestein wurde Zonarstruktur der grünlichen Augite gelegentlich beobachtet; außerordentlich häufig sind beide Pyroxene verwachsen, wobei Umrandung des rhombischen durch den monosymmetrischen Pyroxen ebenso häufig ist wie lamellare Verwachsung. Die an Menge die Grundmasse überwiegenden Einsprenglinge sind mit den Gemengteilen dieser durch kleine und kleinste Individuen verbunden, die in einem durch unzählige Erzkörnchen dunkel erscheinenden Glase liegen.

Typus 3 enthält Gesteine, die u. d. M. fast gänzlich aus einer farblosen oder gelblich gefärbten Grundmasse bestehen, einem Glase, in dem sehr zahlreiche, aber nur ganz winzige Leistchen und Körnchen von Feldspat und Magnetit liegen; Einsprenglinge treten außerordentlich stark zurück.

Die untersuchten Amphibol-Pyroxen-Andesite entsprechen dem Typus 1 und dem Typus 3 der Pyroxen-Andesite. Typus 1 erscheint durch schwarze Flecken in der roten Hauptmasse eutaxitisch; die verschiedene Färbung beruht auf verschiedener Farbe des Glases. Die gut begrenzten Plagioklaseinsprenglinge zeigen Mischungen vom Andesin bis zum Bytownit; unter den spärlicheren farbigen Gemengteilen findet sich neben beiden Pyroxenen Hornblende (α gelbgrün, β c braun, $c : c = 10^\circ$). Die Grundmasse ist ein Glas mit außerordentlich zahlreichen Feldspatleistchen und sehr wenig Körnern der farbigen Gemengteile. Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteins gibt Analyse VI.

Das dem Typus 3 entsprechende einsprenglingsarme Gestein, makroskopisch schwarz und dicht, enthält in einer aus zahllosen Feldspatleistchen mit farblosem Glas und Erzkörnchen aufgebauten Hauptmasse unter den spärlichen Einsprenglingen Hornblende kriställchen mit starkem Pleochroismus (α hellgelb, β und c braungelb) und dem Winkel $c : c = 0$. Analyse VII zeigt die chemische Beschaffenheit dieses Gesteins.

Gesteine des Manindjau.

Es liegen nur wenige Pyroxen-Andesite, in einem Falle Biotit führend, neben Bimssteinstücken vor. Die Pyroxen-Andesite enthalten zonar struierte Plagioklase (Labradorit bis basischer Oligoklas)

	S a g o			M e r a p i			
	I. Amphibol- Pyroxen- Andesit	II. Amphibol- Pyroxen- Andesit	III. Amphibol- Pyroxen- Andesit	IV. Pyroxen- Andesit	V. Pyroxen- Andesit	VI. Amphibol- Pyroxen- Andesit	VII. Amphibol- Pyroxen- Andesit
Si O ₂ . . .	54,9	60,2	62,6	52,6	53,2	56,0	64,6
Al ₂ O ₃ . . .	19,2	17,8	19,5	22,5	19,2	22,8	19,3
Fe ₂ O ₃ . . .	4,9	3,9	4,0	6,8	4,0	4,2	2,1
Fe O . . .	3,4	1,5	0,3	0,6	2,9	0,2	0,5
Mg O . . .	2,6	1,6	1,4	2,3	3,7	1,8	1,1
Ca O . . .	9,2	6,1	4,5	8,8	9,2	6,5	3,3
Na ₂ O . . .	4,0	6,2	3,9	4,2	5,5	6,1	5,7
K ₂ O . . .	1,8	1,7	2,4	2,1	1,9	1,6	3,4
H ₂ O . . .	0,8	1,0	0,9	0,5	0,4	1,0	0,3
	100,8	100,0	99,5	100,4	100,0	100,2	100,1

	M a n i n d j a u		K a b a		
	VIII. Pyroxen- Andesit	IX. Bimsstein	X. Pyroxen- Andesit	XI. Pyroxen- Andesit	XII. Pyroxen- Andesit
Si O ₂	58,2	72,0	55,5	55,7	63,9
Al ₂ O ₃	20,4	14,9	20,5	19,5	17,8
Fe ₂ O ₃	4,6	0,3	6,8	6,8	3,7
Fe O	0,3	0,2	0,6	0,8	0,4
Mg O	3,0	0,3	4,2	3,7	1,4
Ca O	7,7	0,8	7,9	8,2	4,2
Na ₂ O	3,2	4,1	3,4	3,8	4,2
K ₂ O	2,0	4,2	1,5	1,9	3,4
H ₂ O	0,4	2,7	0,1	0,2	0,2
	99,8	99,5	100,5	100,6	99,2

und die beiden Pyroxene annähernd in gleicher Menge und sehr oft lamellar verwachsen, sowie Magnetit in einem mit Erzkörnchen vollgepfropften Glase; Analyse VIII zeigt die Zusammensetzung eines derartigen Gesteins.

Die Bimssteine erscheinen u. d. M. als weitmaschiges Netz eines meist farblosen, stellenweise hellbräunlichen Glases; außer abgerundeten Magnetitkörnchen ist von individualisierten Gemengteilen nichts zu beobachten. Analyse IX zeigt, wie weit sich dieses Gestein von allen übrigen hier beschriebenen Vulkanprodukten entfernt.

Gesteine des Kaba.

Obwohl Gesteine des Kaba in großer Zahl der Untersuchung vorlagen, erweisen sie sich makroskopisch wie auch ihrem Mineralbestande nach überaus einförmig: es sind fast sämtlich tiefschwarze Gesteine mit makroskopisch allein sichtbaren Plagioklasen; dem Mineralbestande nach sind es ausschließlich Pyroxen-Andesite. Strukturell lassen sich zwei Typen unterscheiden: Grundmassearme Gesteine, in denen größere Gemengteile herrschen und eine scharfe Grenze zwischen Einsprenglingen und Komponenten der Grundmasse nicht zu ziehen ist, und grundmassereiche, typisch porphyrische Gesteine. Eine Varietät des ersten, grundmassearmen Typus besteht in der Hauptmasse aus einem hellgrauen Gestein, das tiefschwarze löcherige Partien enthält; u. d. M. unterscheiden sich beide Varietäten wesentlich durch die Farbe der Grundmasse, die bei dem grauen Gestein grauweiß, bei dem schwarzen bräunlich erscheint. Unter den Einsprenglingen bestehen die an Menge überwiegenden Plagioklase aus Mischungsgliedern von Andesin bis Bytownit; ihre Größe sinkt ebenso wie die der monosymmetrischen und rhombischen Pyroxene bis zu der der Mikrolithen der Grundmasse herab. Magnetit ist als Einsprengling nicht häufig, wohl aber in zahllosen Körnchen in der Grundmasse entwickelt. Die chemische Zusammensetzung des grauen Anteils gibt Analyse X, die des schwarzen Analyse XI.

Der zweite, grundmassereiche Typus ist seltener; in seinem ganzen Verhalten, besonders der Beschaffenheit der Grundmasse, und in seiner echt porphyrischen Struktur gleicht es bis auf das Fehlen der Hornblende dem Typus 3 der Amphibol-Pyroxen-Andesite vom Merapi (Anal. VII). Die Zusammensetzung des Gesteins vom Kaba gibt Analyse XII.

Die Formeln (nach OSANN) für die analysierten Gesteine ergeben sich aus der nachstehenden Tabelle; II. und IX. sind mit Al^2O^3 übersättigt, so daß eine Formel für sie ohne weitere Diskussion nicht zu berechnen ist.

	Sago			Merapi				Manindjau		Kaba		
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
s	60,0		69,8	58,6	57,9	62,7	71,1	64,0		60,2	60,4	70,8
a	4,0		6,9	4,5	4,8	7,0	10,4	4,2		3,4	3,9	7,8
c	5,0		8,0	6,6	3,5	6,5	4,9	7,4		6,4	5,3	5,3
f	11,0		5,1	8,9	11,7	6,5	4,7	8,4		10,2	10,8	6,9
n	7,6		7,1	7,5	8,2	8,5	7,2	7,1		7,8	7,5	6,5
k	0,9		1,3	0,9	0,8	0,9	1,1	1,2		1,0	1,0	1,2

Sieht man von dem Bimsstein ab, so lassen sich die Gesteine in ihrer Gesamtheit als Andesite zusammenfassen, wenn sie auch innerhalb der Andesit-Familie in ziemlich weiten Grenzen von sehr basischen, sich den Basalten nähernden, bis zu sauren Gliedern schwanken. Aber auch

der Bimsstein fällt seinem ganzen Wesen nach nicht gänzlich aus der Reihe heraus: alle vier Vulkane fördern neben den herrschenden Laven von mittlerer Azidität auch saure, alkalireiche, an Magnesia und Eisen ärmere Glieder; man kann somit den Bimsstein des Manindjau als ein äußerstes Glied in dieser Entwicklung auffassen.

Milch.

J. F. Newsom: Clastic Dikes. (Bull. Geol. Soc. Amer. 14, 1903. 227—268. Pls. 21—31.)

Es werden eine Anzahl von Gängen klastischen Gesteins der Distrikte von San Luis Obispo und Santa Cruz in Californien beschrieben.

I. Südwestlich von Assuncion an der südlichen Pazifikbahn in San Luis Obispo sind längs dem Graves Creek cretaceischer Sandstein und hangende miocäne Diatomeenschichten aufgeschlossen; letztere sind an vielen Stellen von „klastischen Gängen“ durchsetzt; da der Kreidesandstein nur südlich und westlich von jenen Stellen ansteht, läßt sich über die etwaige Fortsetzung der Gänge in letzteren nichts aussagen. Dieser zerklüftete und von Kalkadern durchzogene Kalkstein unterscheidet sich von dem feinkörnigen grauen, meist harten, nie bituminösen, durch Kalk zementierten Gangsandstein nur durch die braune, wohl von Verwitterung herrührende Farbe. Die 1 Zoll bis 10 Fuß breiten Gänge sind gegen die Diatomeenschichten, von denen sie öfters kleine Stücke umschließen, scharf abgegrenzt, und zeigen sich an eine Synklinale gefesselt, in welcher sich ein starker hydrostatischer Druck bemerkbar machen konnte; sie streichen ONO. oder OSO. und fallen mit 60—90° gegen die Horizontale, mit 50—90° gegen die Diatomeenschichten ein. Diese sieht man rings um zwei von den Gängen deutlich aufwärts gewölbt; ein Gang ist von den obersten Diatomeenschichten überlagert. Es werden also wohl cretaceische, mit den Diatomeenschichten wechsellagernde Sande durch hydrostatischen Druck längs Spalten in die Höhe gepreßt und dann durch Kalk verkittet worden sein.

II. Längs dem Seecliff, 8—13 Meilen westlich von Santa Cruz, sowie in Steinbrüchen 5½ Meilen nordwestlich dieser Stadt, sind Sandsteingänge aufgeschlossen, beide Lokalitäten 3 Meilen distant. Der Granit, der den Kern und den östlichen Teil des Ben Lomond-Berges bildet, wird stellenweise von metamorphosierten Kalk- und Quarzitschollen, stellenweise von jüngeren (nicht metamorphen), wahrscheinlich miocänen Schichten bedeckt. Die Ostwand entspricht einer Verwerfung, westwärts aber steigt der Berg stetig zur Küste ab. Auf drei Seiten wird er flankiert von Sandstein und Diatomeenschichten des ? Miocän, welche letztere dem Sandstein nahe seiner Basis eingelagert sind. Zwischen diesem ? Miocän und dem Granit (bezw. seinem Kontaktgestein) befindet sich eine ziemlich kontinuierliche Sandsteinlage von oft 200 Fuß Mächtigkeit, mehr oder weniger bituminös. Das ? Miocän im Gebiet der Gänge fällt 10—20° westlich oder südwestlich ein, bildet also wohl den Ostflügel einer schwachen Synklinale, deren Achse im Pazifik liegt. Die Gänge, unter 0—90° durch

das stark zerklüftete Gestein hindurchsetzend, bestehen aus feinem, bituminösem Sand oder weichem, nicht bituminösem Sandstein, und enthalten oft Schollen von Diatomeenschichten; ihre Breite schwankt von ganz geringen Beträgen bis zu 600 Fuß. Der Bitumengehalt nimmt ab mit zunehmender Dicke der Adern. Diese zeigen öfters unregelmäßige Bänderung sowie säulenförmige Absonderung. Die Gangsandsteine ähneln sehr obigem liegenden Sandstein des ?Miocän, während überlagernde Sandsteine, wahrscheinlich pliocän, mehrere Meilen entfernt sind. Einige Gänge laufen deutlich auf Asphaltsteinbrüche zu, die in dem liegenden Sandstein angelegt sind. Also wohl auch hier meist Intrusionen, die vielleicht in aufsteigenden Ölquellen bestanden, deren feste Relikte nebst nachdringendem Sande jetzt die Gangspalten füllen. Letztere bildeten sich wahrscheinlich während der ?jungmiocänen Hebung der Küste.

Westlich von Stanford in Californien fand Verf. grobkörnigen Sandstein, der Klüfte in Basalt füllte; nahe bei Morrilton in Arkansas auf dem rechten Ufer des Arkansas River durchsetzen derartige Gänge das Carbon; bei Zauckeroda in Sachsen findet man zahlreiche Sandsteingänge in den Kohlenflözen; sie sollen hier Mächtigkeiten von 1 Zoll bis 75 Fuß haben.

Schließlich folgt eine Zusammenstellung der bisherigen Literatur. [Hier hätte noch KALKOWSKY'S Untersuchung eines Sandsteinganges an der Lausitzer Überschiebung bei Weinböhlen in Sachsen erwähnt werden können; infolge unteroligocäner Überschiebungsbewegungen trat im festen Turon eine Spalte auf, in welche der darüber lagernde unteroligocäne Sand eindrang (dies. Jahrb. 1898. II. -435-). Ref.] **Johnsen.**

J. F. Kemp and W. Knight: Leucite Hills of Wyoming.
(Bull. Geol. Soc. Amer. 14. 1903. 305—306. Pls. 37—46.)

Die Leucite Hills erheben sich als eine Gruppe vulkanischer Berge in dem trockenen Plateau der Roten Wüste von Wyoming, welche etwas nördlich vom Zentrum der Sweetwater County liegt. Sie erstreckt sich über 30 Meilen von der Black Rock-Mesa östlich bis zur Pilot-Mesa westlich und über 25 Meilen von Süden nach Norden. Das Südende liegt etwa 15 Meilen nordwestlich von Point of Rocks bei Almond und 20 Meilen nördlich von Rock Springs. Die Gesteine der Leucite Hills, über die bereits durch EMMONS, ZIRKEL, KEMP und CROSS Mitteilungen gemacht wurden, waren seiner Zeit die ersten aus Amerika beschriebenen Leucitgesteine und abgesehen von niederländisch-indischen die ersten außerhalb Europas.

Die Höhen der Leucite Hills, die z. T. typische Tafelberge (Mesas) darstellen, schwanken um 7000 Fuß über dem Meer. Außer Decken, Kegeln und necks ließen sich auch deutliche Gänge feststellen. Cross nannte die Gesteine mit reichlichem Leucit Wyomingit, diejenigen mit wenig Leucit, viel Sanidin und einer eigenartigen Hornblende Orendit, die aus Diopsid, Phlogopit, Apatit und isotroper Grundmasse bestehenden Madupit und

betonte die hier ausnahmsweise primäre Natur des Phlogopit. Die Verf. stellten fest, daß die zwei ersten Arten oft innerhalb eines und desselben Stromes ineinander übergehen. Die eigentümliche Hornblende fand sich auch in typischem Wyomingit der Zirkel-Mesa, ferner enthielt dieser in der Grundmasse Phlogopitkriställchen. Im Orendit zeigte sich zweifellos Rutil, z. T. sagenitähnlich im Phlogopit. Madupit wurde nur in der Oberflächenergußmasse des Pilot angetroffen. Er enthielt außer Diopsid ziemlich viel Perowskit, Glasmasse und vielleicht auch kleine Leucite.

Das Liegende bilden Laramie-Schichten, selten Bridger (Steamboat Mesa und Pilot Mesa), die Ergüsse treten also nach Ablagerung der (eocänen) Bridger-Schichten ein. Wahrscheinlich sind sie noch jünger als das Oligocän; denn da das Oligocän ebenso weit wie die Green river-Schichten westwärts an die Rocky Mountains heranreicht und auch die Oregon-Berge mit Oligocän bedeckt sind und man kürzlich *Titanotherium* in weit niederen Niveaus antraf, als dem Kamm jener Berge entspricht, so muß das Oligocän mächtige und ausgedehnte Ablagerungen gebildet haben; nun finden sich aber jene Leucitgesteine nirgends höher als das Bridger, folglich muß das Oligocän vor jenen Ausbrüchen bereits durch Erosion entfernt worden sein. Die Gesteine sind also miocän oder pliocän; ein noch jüngeres Alter erscheint ausgeschlossen, da die Bildung der Mesas offenbar mit der pleistocänen Hebung der Rocky Mountains zusammenhängt.

Das heutige Relief der Gegend beruht in erster Linie auf Verwerfungen, durch die Erosion wurde es lediglich weiter herausgearbeitet. Nur die Eruptivmassen der Emmons- und der Zirkel-Mesa scheinen einem einzigen, durch Erosion zerschnittenen Oberflächenerguß zu entsprechen. Im übrigen sind Laven und Laramie vielfach durch deutliche Verwerfungen zerstückt und verschoben.

Johnsen.

J. E. Todd: Concretions and their geological effects. (Bull. Geol. Soc. Amer. 14. 1903. 353—368. Pls. 49—53.)

Die Untersuchungen sind rein beobachtender, nicht experimenteller Art.

Die Konkretionen unterscheiden sich von den Sekretionen dadurch, daß ihre äußeren Partien nicht älter, sondern jünger sind als die inneren, und daß sie dementsprechend nicht mit einer Art Basis am Gestein festsitzen; im Gegensatz zu Stalagmiten und Stalaktiten sind sie ringsum im Gestein eingebettet. Es handelt sich um Aggregate von Mineralien, die beim Wachsen in der das Gestein durchfeuchtenden Lösung mehr und mehr Substanz an sich ziehen, indem Diffusionsströme sich nach ihnen hin bewegen, wie es öfters ein heller gefärbter Kristallisationshof in der Umgebung anzeigt. Die wachsenden Kristalle nehmen öfters feste Gesteinskomponenten in sich auf — häufig z. B. bei Kalkspat im Gegensatz zu Turmalin, zu Granat [?Ref.] u. a. Die Größe der Konkretionen wächst wahrscheinlich mit abnehmender Kristallisationsgeschwindigkeit: Zirkuliert die Lösung in allen Richtungen gleichmäßig, so wird sich annähernde Kugelform er-

geben, wie so häufig in Sanden, Mergeln, Lehmen des nordamerikanischen Miocän und Pleistocän. In älteren Schichtgesteinen dagegen wird die Diffusionsströmung am leichtesten längs den Schichten stattfinden, dann resultiert Linsenform oder Diskusform. Durch Zusammenwachsen benachbarter Konkretionen entstehen bizarre Formen. In der Laramie-Formation trifft man Bildungen von über 100 Fuß Länge, welche in Größe und Form Baumstämmen gleichen; es wird angenommen, organische Materie habe sich in Furchen längs einem Seegestade angesammelt, wofür besonders die Verteilung jener Massen in großen, schwach gekrümmten Kurven und innerhalb eines einzigen Niveaus spricht.

Kalkspat und Eisenspat sollen durch CO_2 -Verdampfung kohleaurer Lösungen entstehen, Eisenkies durch Einwirkung von H_2S oder organische Materie auf $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, SiO_2 durch Einwirkung von CaCO_3 oder CaSO_4 auf Na_2SiO_3 , andere Substanzen einfach durch H_2O -Verdampfung oder Abkühlung.

Von den gewöhnlichen „Accretions“ trennt Verf. die „Intercretions“, d. h. septarienartige Gebilde, deren Risse so erklärt werden, daß Kristalle während des Wachsens sich sozusagen in die Oberfläche der Konkretionen von außen hineinkeilen und dadurch das Innere aufreißen, beim Weiterwachsen setzen sich die Risse nach außen hin fort [? Ref.]. „Excretions“ entstehen, wenn aus den Oberflächenteilen einer z. B. durch Eisenspat gebildeten Konkretion der Eisenspat ausgelaugt wird und sich sein Verwitterungsprodukt (Limonit) auf der äußeren Oberfläche oder auf Spältchen niederschlägt, von dem normalen Kern getrennt durch Zonen, die wesentlich aus den ursprünglichen Verunreinigungen als den Auslaugungsrückständen bestehen. „Incretions“ sind $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -reiche Hohlformen, besonders im Löß rings um die von Wurzeln hinterlassenen Hohlräume gebildet bis hinauf zur Maximalhöhe des Grundwasserspiegels. Als lokale Verfestigungen unverfestigter Schichten werden Konkretionen häufig in Zusammenhang mit denjenigen tieferen festen Schichten stehen, die man als Bildner der Geländeformen auffaßt, und werden dann diese Rolle mit jenen teilen. So erhalten im westlichen Nordamerika weite Flächen ein eigentümliches Gepräge durch mächtige konkretionäre Anhäufungen von *Lucina occidentalis*, indem kegelförmige Hügel mit festem Kern oder niedere Wälle entstanden, aus denen die Konkretionen hervorragen. In der Gegend des White River treten aus Mergel- und Sandschichten mächtige Konkretionen als Pfeiler, Pyramiden u. dergl. hervor; Talwände und Seeküsten zeigen infolge konkretionärer Beschaffenheit der Schichten bizarre Formen. **Johnsen.**

A. A. Julien: Genesis of the amphibol schists and serpentines of Manhattan island, New York. (Bull. Geol. Soc. Amer. 14. 1903. 421—494. Pls. 60—63.)

Das häufige Auftreten von Hornblendeschiefen unbekanntem Ursprungs (ähnlich denen der Manhattan-Insel), längs dem Appalachischen Gürtel in der Adirondack-Gegend von New York ließ dem Verf. eine eingehende

Untersuchung über die Genese solcher Gesteine auf Manhattan zweckmäßig erscheinen. Dort ist durch Straßen- und Parkanlagen eine Menge schöner und leicht zugänglicher Aufschlüsse geschaffen. Die Untersuchung dieser hornblendereichen Lentikularmassen des Gneises führt zunächst auf drei Entstehungsmöglichkeiten:

1. Metamorphose eisenreicher kieseliger Sedimente, und zwar entweder
 - a) kalkiger Tone oder
 - b) basischer Tuffe.
2. Amphibolisierung unreiner Dolomite.
3. Metamorphose basischer Intrusivgesteine.

1a. Steht nicht nur mit der Struktur in Widerspruch, sondern auch mit der chemischen Zusammensetzung; das Hornblendegestein von Manhattan besitzt zu wenig SiO_2 und zu viel Fe_2O_3 , sowie einen beträchtlichen Al_2O_3 -Überschuß.

1b. Ebenfalls zu wenig SiO_2 , Strukturunterschiede noch erheblicher.

2. Anfangsstadien einer Umwandlung dolomitischer Gesteine trifft man allerdings auf der Insel, aber diese Prozesse haben hier infolge der Armut der Dolomite an Fe und Al niemals Hornblende oder Augit entstehen lassen. Übrigens ähnelt die Zusammensetzung anderswo zweifellos aus Dolomit entstandener Amphibole derjenigen des Amphibols der Manhattan-Gesteine.

3. Die Annahme einer Metamorphose basischer Intrusivmassen stützt sich auf die chemische Ähnlichkeit mit diabasartigen Gesteinen und mit solchen Hornblendeschiefen, die zweifellos aus solchen hervorgingen; auch die beiderseitigen Hornblenden stehen sich nahe. Abgesehen von Struktureigentümlichkeiten sind aufgefundene kontaktmetamorphe Überreste besonders beweiskräftig. Abwesenheit von Pyroxen mag auf Metamorphose, diejenige deutlicher Gangform auf Auswalzungen und Abschnürungen beruhen, deren Effekt durch die folgende Durchtränkung und „Pegmatitisierung“ der Gesteine verstärkt wurde. Die Hornblendeschiefer entsprechen den ältesten Intrusionen der Manhattan-Gruppe, und zwar wahrscheinlich sowohl Gängen wie Lagergängen von Diabasen und Dioritporphyriten, welche entweder einen oder zwei um 500 Fuß getrennte Horizonte einnehmen. Die größeren Intrusivmassen waren offenbar porphyritischer Natur mit holokristalliner Grundmasse, sehr basisch und reich an Pyroxen.

Ähnliche Intrusionen treten in den mächtigen Zügen kristalliner Gesteine längs der ganzen Atlantischen Küste auf; die Anfangsphase der Metamorphose zeigen die pyroxenreichen Gabbro-Diorite von Maryland, das Endstadium die Hornblendeschiefer von Manhattan.

Hinsichtlich der Paragenese von Hornblende, Epidot und Quarz wird nachfolgendes festgestellt: Hornblende ist nirgends bei der durchgreifenden Umgestaltung ursprünglicher Sedimente zu jetzigen Gneisen gebildet worden, vielmehr durchaus beschränkt auf obige Lentikularmassen. Epidot zeigt sich als stete Begleiterscheinung äußerster Druck- und Zugwirkungen; er begleitet die Zonen stärkster Faltung und engster Fältelung.

Sein Anwachsen geht parallel der Bildung von Streckungshöfen. Der Quarz findet sich stets in inniger Vergesellschaftung mit Hornblende. Während das gangförmige Auftreten von Quarzdioriten und entsprechenden Pegmatiten dieser Gegend auf die Differenzierung eines neutralen Magmas hinzuweisen scheint, zeigt sich die auffallende Tatsache, daß das basischeste Glied der Eruptivmassen ebensoviel Quarz enthält wie der saure Pegmatit (40—50%). Dies wie die reichlich den ganzen Manhattan-Komplex durchziehenden Quarzadern deuten auf eine sekundäre Verkieselung hin. Einer solchen unterlagen die mächtigen Massen von Diorit und Dioritgneis nahe Harrison, die grobkörnigen Diorite und Amphibolite von New Rochelle Rye und der Nachbargegend längs dem Sund, sowie die geschieferten Äquivalente von Westchester und der Manhattan-Insel.

Johnsen.

F. Berwerth: Andesit auswürfling des Mont Pelée. (Min. u. petr. Mitteil. 1904. 23. 98.)

In der Mineralogischen Gesellschaft zu Wien demonstrierte Verf. diese Bombe, welche eine glasige, durch Schwindrisse netzig zerspaltene Kruste um einen porösen, bimssteinartigen Kern darstellt und durchaus den Auswürflingen anderer Andesitgebiete gleicht. Sie gehört zu den Brotkrustenbomben, welche die typische Form des sauren andesitischen Materials darstellen und in „vulkanianischer“ Tätigkeit an die Luft geschleudert werden. Das Spaltennetz ist nach dem Verf. nach der Eruption entstanden.

G. Linck.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

C. Schmidt und H. Preiswerk: Die Erzlagerstätten von Cala, Castillo de las Guardas und Aznalcollar in der Sierra Morena (Prov. Huelva und Sevilla). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 225—238.)

Die Verf. geben eine sehr eingehende Beschreibung der Magnetit- und Kieslagerstätte von Cala und der Kiesvorkommnisse von Castillo de las Guardas und Aznalcollar. Von besonderem Interesse sind ihre genetischen Schlüsse. Bezüglich des Vorkommens von Cala stellen sich die Verf. im Gegensatz zu KLOCKMANN (dies. Jahrb. 1905. II. - 404-) in das Lager der „Plutonisten“, sie leiten den Eisengehalt aus dem Eruptivgestein (im vorliegenden Falle aus dem Granit) ab. Bezüglich der Kieslager halten die Verf. die Streitfrage der Entstehung noch keineswegs für gelöst, sie neigen aber dazu, als Ursache der Entstehung Epigenese infolge von Imprägnation, ausgehend von intrusiven Eruptivgesteinen, anzunehmen und sie glauben hiermit im Zusammenhange besonders zwei Punkte hervorheben zu müssen: 1. Die Pyrit-Magnetit-Lagergänge im Norden der Sierra sind bei der Beurteilung der Kieslinsen im Süden mit in Berücksichtigung

zu ziehen und 2. es ist in einem Falle [bei Aznalcollar. Ref.] vollständig einwandfrei erkannt worden, daß intrusiver Quarzporphyr mit den ihn begleitenden Kieslagern die Schiefer diskordant durchschneidet.

A. Sachs.

A. G. Zeitlin: Die Erzlagerstätten des Berges Dzyschra in Abchasien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12, 1904. 238—242.)

Der Berg Dzyschra — vom Orte Gudout am östlichen Gestade des Schwarzen Meeres etwa 35 km entfernt — ist aus jurassischen Kalksteinen und Dolomiten einformig aufgebaut. Die Mächtigkeit des Kalksteins beträgt mehr als 6000 Fuß. Verwerfungen, Sprünge oder Faltungen sind nicht zu beobachten. Darin treten Lagerstätten von Eisen, Blei, Zink und Pech auf. Das Bleierz (silberhaltiger Bleiglanz) erscheint gangförmig und in stock- oder nesterartigen Anhäufungen; die Eisenerze: Roteisenerz und Eisenkies, sowie die Zinkerze: Zinkblende und Galmei, bilden Gänge; Brauneisenerz tritt am Ausgehenden in nesterförmigen Anhäufungen, endlich tritt Pech in Höhlen des Kalksteins auf. Die Mächtigkeit der Gänge ist im allgemeinen nicht bedeutend, doch gibt es Bleiglanz- und Zinkblendegänge von über 71 cm und eine Galmeigangmasse von über 4,2 m Mächtigkeit. Besonders die Reinheit und leichte Trennbarkeit der Erze voneinander hebt Verf. hervor. Auch das Bergpech ist sehr rein. Sodann veröffentlicht Verf. Analysen der Erze, die aber bezüglich des Silbergehaltes der Bleierze sich stark widersprechen. Alles in allem empfiehlt Verf. die Aufnahme eines Bergbaues in dortiger Gegend.

A. Sachs.

R. Canaval: Das Eisensteinvorkommen zu Kohlbach an der Stupalpe. (Leoben, Ludwig NÜSSLER, 1904. 14 p.; auch Berg- und Hüttenm. Jahrb. d. k. k. Bergakademien zu Leoben und Pribram. LII. Jahrg. 2. Heft.)

Das Spateisensteinvorkommen von Kohlbach ist infolge seiner Verbindung mit Kalk und kristallinischen Gesteinen dem östlichen Teile des „südlichen Eisensteinlagerzuges“ einzureihen, der am Hüttenberger Erzberge seine großartigste Entwicklung fand. Das Vorkommen von Kohlbach besitzt jedoch infolge der geringen Mächtigkeit des dasselbe begleitenden Kalkes einen ausgesprochen lagerartigen Charakter und es fehlen ihm die Pegmatitgänge und Gneise, welche am Hüttenberger Erzberge, dann die kaolinführenden Gesteine, welche dort und in Waldenstein auftreten.

BAUMGÄRTEL hat dargetan, daß die Spateisensteinlagerstätten des Hüttenberger Erzberges auf postvulkanische Prozesse zurückzuführen seien, wobei eine Verdrängung des Kalkes durch Eisenspat erfolgte. Ähnlichen Prozessen, die ungefähr gleichzeitig mit der Metamorphose des Nebengesteins stattgefunden haben mögen, dürfte wohl auch das hier besprochene Erzvorkommen seine Entstehung verdanken. A. Sachs.

Bäckström: Ekströmsbergs och Mertainens jernmalmfälts geologi. (Geol. För. i Stockholm Förhandl. 26. 180—185. 1904.)

Im Gebiet der großen lappländischen Eisenerzmassen haben sich zwei neue reiche Erzfelder nachweisen lassen. Das Ekströmsbergfeld liegt 30 km östlich von Kirunavara, mißt 50—55 000 qm und soll 100 Mill. tons Erz enthalten. Es ist das drittgrößte Nordschwedens. Das Erz ist Magnetit und Hämatit, ersteres im Durchschnitt mit 64,60% Fe und 1,20% P, das zweite mit 61,09% Fe und 1,44% P. Die Gesteine, mit denen es in Verbindung steht, sind kalihaltige Quarzporphyre und dunkle Porphyrite, erscheinen als Einlagerungen im Erz und als Nebengesteine auf allen Seiten. Ein Granophyr scheint intrusiv, die Porphyre sind aber Ergußgesteine; Tuffe fehlen freilich. — Das zweite Lager, das Mertainens-Erzfeld, liegt 29 km südöstlich von Kirunavara, ist 8—10 000 qm groß, enthält phosphorarmen Magnetit in Form von Erzbreccien mit einzelnen großen reinen Ausscheidungen. Auch dort ist ein Porphyr in der Nähe, an dessen Grenze nach den Erfahrungen bei Kirunavara vielleicht große reine Massen zu erwarten wären. Der Porphyr stellt sich als Syenitporphyr mit starker pneumatolytischer Metamorphose heraus. Sein Oligoklasfeldspat ist meist umgewandelt, zu Skapolith geworden, aber daneben stellt sich Biotit- und Titanitbildung ein. — Verf. meint, alle die großen Eisenmassen seien genetisch mit den Porphyreruptionen verbunden, seien pneumatolytisch entstanden durch Aufsteigen von flüchtigen Chloriden und Fluoriden von Eisen, Phosphor und Titan, die sich nahe der Oberfläche mit Wasser zersetzt hätten. Als Analogon wird auf die Eisenerze in den Hällefinten (Quarzporphyrtuffen) und auf ein mexikanisches und sibirisches Lager hingewiesen. In der an den Vortrag sich anschließenden Diskussion spricht sich HOLMQUIST gegen diese Entstehungstheorie aus. **Deecke.**

D. J. Antoula: Les gisements de cuivre dans les environs de Bor et de Krivelj. (Rudarski Glasnik, Revue des mines. Belgrad 1904. Heft 1—3. Serbisch mit französ. Resümee.)

Die Umgebung der Ortschaften Bor und Krivelj in Ostserbien (nordwestlich von Zajecar, welches durch eine 80 km lange Sekundärbahn mit der Donauhafenstadt Radujevac verbunden ist) gehört einem großen Andesitmassiv an, welches Ablagerungen des Kreidesystems durchbricht, die ihrerseits kristallinischen Schiefen auflagern. Im propylitisierten Andesit setzt ein gegen 10 km im südost-nordwestlichen Streichen anhaltender Gangzug auf, worin ANTOULA fünf Hauptgänge unterscheidet, auf welchen schon in alten Zeiten Bergbau umging. Sie fallen teils nach Osten, teils nach Westen steil ein. Die anhaltendsten und mächtigsten, angeblich bis 30 m, sind der, von Westen nach Osten gezählt, zweite, besonders im Riede Čuka Dulkan, und der dritte im Crveno Brdo (Roten Berge). Die Gangart ist Quarz, die Erzführung besteht in einem Gemenge von meist derbem, kupferhaltigem Pyrit mit Chalkosin (Kupferglanz), und es

stellen die Kieslagerstätten von Bor und Krivelj somit einen eigenen Typus dar. Der Kupfergehalt der Erze ist relativ hoch, da von 39 Proben aus den Bauen am Čuka Dulkan 26 einen Kupfergehalt von 8—25,6 % und nur zwei einen solchen von 3,2 % ergaben. In den Erzen des Crveno Brdo ist der mittlere Kupfergehalt mit 4,5 % ermittelt worden; die meisten Erze enthalten auch etwas Gold und Silber (3—40, bzw. 30—70 g pro Tonne). Der Schwefelgehalt bewegt sich zwischen 28,5 und 36,1 %. In genetischer Beziehung schließen sich die Kieslagerstätten von Bor und Krivelj an jene von Majdanpek in Serbien, Nagyag, Verešpatak, Ofenbanya usw. in Ungarn, jene im Propylit auftretenden von Nevada und Colorado an, unterscheiden sich von ihnen aber durch ihre Chalkosinführung. Ob dieser Kupferglanz primären oder, wie es den Anschein haben könnte, sekundären Ursprunges ist, läßt sich nach den bisherigen Aufschlüssen nicht entscheiden. Der neuestens energisch eingeleitete Bergbau, dem ANTOULA die besten Erfolge in Aussicht stellt, wird hierüber vielleicht Klarheit bringen.

Katzer.

B. Lotti: A proposito di una recente scoperta di minerali plumbo-argentiferi all' isola d'Elba. (Rassegna mineraria. 21. No. 16. 1. dic. Torino 1904.)

Verf. hatte früher immer die Ansicht vertreten, daß die Eisenerze und Sulfide von Elba, Giglio, Campiglia und Massa Maritima eine einheitliche Bildung seien, die an saure tertiäre Massengesteine gebunden und als magmatische Umwandlungsprozesse aufzufassen wären. An allen anderen genannten Stellen sind nachweislich Metallsulfide und Eisenerz innig vergesellschaftet, aber auf Elba waren von jenen bisher nur Spuren in den Eisenerzen angetroffen. Nun hat sich aber gezeigt, daß bei Rosseto beim Tiefergreifen des Abbaus in dem rhätischen Kalke auch größere konkretionäre Massen von Bleicarbonat und Bleiglanz vorkommen, die sogar erhebliche Mengen von Silber führen. Die Ähnlichkeit mit den übrigen toskanischen Lagerstätten macht sich also auffällig geltend. Die Eisenerze scheinen, wie schon oft beobachtet, einen „eisernen Hut“ über den Sulfiden zu bilden.

Deecke.

L. Colomba: Cenni preliminari sui minerali del Lansetto (Valli del Gesso). (Boll. Soc. Geol. Ital. 23. (1904.) 393—397. Roma 1904.)

In den Thälern, welche bei Cuneo in die piemontesische Ebene auslaufen, sind allgemein schmale Bleierzgänge verbreitet, deren Gangmittel je nach dem Ort zwischen Fluorit, Calcit und Baryt wechselt. In der Val del Lansetto sind einige Schürfe vorgenommen; man fand derben Bleiglanz mit seinen Umwandlungsprodukten Cerussit und Pyromorphit, Baryt oder Quarz als Hauptgangmineral, ferner Fluorit, Hämatit, Blende und Pyrit. Der Cerussit zeigte folgende Kristallflächen: (100), (010), (012),

(021), (110), (310), (111), der Pyrit (100), (111), (210), (421), (532), dessen letzte Form sonst recht selten beobachtet wurde. Bleiglanz wird vom Baryt stets durch Fluorit getrennt.

Deecke.

J. Kuntz: Kupfererzvorkommen in Südwestafrika. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 199—202 und 402—405.)

Auf ursprünglicher syngenetischer Lagerstätte findet sich dort das Kupfer in den Vorkommen von Klein-Namaqualand. Der größte Teil dieses Gebietes, besonders die Gruben von Ookiep-Concordia, gehören dem Urgebirge an. Dieses wird von zwei Bruchsystemen durchzogen, von denen das eine ein ostnordöstliches, das andere ein südöstliches Streichen hat. Entlang den Linien des erstgenannten Systems fanden kleinere und größere Eruptionen eines Plagioklasgesteins statt. Dieses Gestein enthält hauptsächlich noch Hornblende, auch Augit und Glimmer kommen in ihm vor. In diesem dioritischen Gestein wird anscheinend zunächst die Hornblende von Kupfererz, Buntkupfererz und Kupferkies, ersetzt. Stellenweise aber geht die Erzanreicherung so weit, daß die Gangmasse gänzlich in eine einheitliche Masse von Erz übergegangen erscheint. Der Diorit bildet aber nicht einen ununterbrochenen Gang, sondern erscheint hier als ein Hügel, dort als eine Hügelreihe oder nur als ein Erznest. Die Erzester scheinen besonders an den Kreuzungsstellen der beiden Bruchsysteme entstanden zu sein. Verf. beschreibt die Vorkommen von Ookiep, von Narap ostnordöstlich von Ookiep und von Nababiep, weiterhin auch die Lagerstätte von Tweefontein bei Concordia.

Von den Kupfererzvorkommen im Groß-Namaqua- und Damara-land ist zunächst das der Sinclairgrube im Hinterlande der Lüderitzbucht zu erwähnen, wo Kupferglanz bandförmig an einen Quarzgang gebunden ist.

Ebenfalls an Quarz und zwar an Einlagerungen in Gneisen und Glimmerschiefern geknüpft findet sich Rotkupfererz und Kupferglanz (gemischt mit Braun- und Roteisenerz zu Ziegelerz), ferner wenig Kupferkies, Chrysokoll und Buntkupfererz, Malachit, Azurit und Volborthit im Kuisibtal (nördlich, Groß-Namaqualand). Dieser Typus ist besonders vertreten durch die Lagerstätten von Hopemine, Gorap und Matchless.

Vielversprechend ist die Fundstelle von Otjisongati, östlich Okahandja (Rotkupfererz, Kupferglanz, Malachit, wenig gediegen Kupfer und Kiese nesterförmig in Quarzgängen).

Am allerwichtigsten aber ist das Vorkommen von Otavi im Norden des Hererolandes. Das dortige Gebirge besteht aus Kalkstein, in welchem Hohlräume mit einer sandsteinartigen Masse ausgefüllt sind, die Kupferglanz, aber auch viel Malachit und Bleiglanz in unregelmäßigen Stücken und Nestern enthält. Am bemerkenswertesten ist die Fundstelle von Tschumeb, daneben sind auch Groß- und Klein-Otavi und Guchab zu nennen.

A. Sachs.

K. A. Redlich: Die Walchen bei Öblarn. Ein Kiesbergbau im Ennstal. (Jahrb. d. Bergakad. 51. 1. Heft. 62 p. Leoben 1903.)

—: Eine Kupferkieslagerstätte im Hartlegraben bei Kaisersberg. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. Jahrg. 1902. 50. 7 p. Leoben 1904.)

—: Die Kupferschürfe des Herrn HERAEUS in der Veitsch. (Ibid. Jahrg. 1903. 51. 5 p. Leoben 1904.)

Bei Betrachtung der aus der Grauwackenzone der nördlichen Kalkalpen bis jetzt beschriebenen Kupferkieslagerstätten ist eine ältere und eine jüngere Zone zu unterscheiden. Der älteren Formationsgruppe (Quarzphylliten) gehören die Erze von Öblarn an, während die Kiese des Hartlegrabens und die des Dürksteins (letztere zu den Schürfen des Herrn HERAEUS gehörig) dem Carbon zugerechnet werden müssen. Alle 3 Vorkommen dürften als metamorphe Lagerstätten anzusehen sein, am Dürsteinkogel ist die metamorphe Entstehung aus Kalk direkt nachweisbar.

A. Sachs.

Ant. Lackner: Die Schwefelkiesgrube in Kazanesd, Komitat Hunyad. (Földtani Közlöny. 34. 1904. 399 bezw. 469. Mit 1 Taf. u. 5 Abbild. Ungarisch u. deutsch.)

Die Kiesgrube liegt auf der Wasserscheide zwischen Maros und dem Weißen Körös in Siebenbürgen nahe der Grenze Ungarns. Das dortige Gebiet besteht wesentlich aus Diabas, Porphyry und Granodiorit. Die Eisenkieslagerstätten setzen im Diabas auf und werden nur im Osten teilweise von Porphyry begrenzt, in dessen Nähe der Kies kupferreicher als sonst ist. Es sind in der Sohle des Tataroja-Tales vier Hauptstöcke des Eisenkieses bekannt, welche im südwestlichen Streichen eine Gesamtlänge von ungefähr 80 m besitzen, bei einer Mächtigkeit von 15—20 m und einem dermalen bekannten Tiefenanhalten von 40 m. Im östlichsten Stock ist der Eisenkies kupferreich, da er von Adern oder Imprägnationen von Chalkopyrit und Bornit bezw. Malachit und Azurit durchsetzt wird; die westlichen Erzstöcke sind nur „am Hangenden in der Stärke von einigen Zentimetern“ kupferhältig. Mit dem zunehmenden Kupfergehalt nimmt der Schwefelgehalt der Kiese ab. So enthält eine Kiesklasse 15,96 % Kupfer und 41,74 % Schwefel, eine andere 5,58 % Cu und 47,53 % S, eine dritte 1,04 % Cu und 49,43 % S. Der Abbau geschah ursprünglich tagbaumäßig, gegenwärtig ist Grubenbau eingeleitet, welcher sich ziemlich lebhaft entfaltet, so daß die Monatserzeugung bis auf 15 000 g stieg, gegen 5—6000 g im Vorjahre. Das gesamte Kiesvermögen von Kazanesd wird auf 1,5 000 000 g geschätzt. Bezüglich der Entstehung der Kieslagerstätten äußert sich LACKNER dahin, daß es wahrscheinlich „ursprüngliche magmatische Ausscheidungen“ seien. [Hiernit steht aber seine Angabe im Widerspruch, daß die Bildungsfolge die folgende sei: Diabas; Granodiorit; Eisenkies; Quarzporphyry. Da hiernach der Eisenkies jünger sein soll als selbst der den Diabas gangförmig durchbrechende

Granodiorit, so kann er offenbar keine magmatische Ausscheidung des Diabases sein, in welchem er aufsetzt, und es dürfte sich somit in Kazanesd wohl um epigenetische Kieslagerstätten handeln.]

Katzer.

B. Lotti: Kieselgur und Farberden in dem trachytischen Gebiet vom Monte Amiata. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 209—211.)

Die Kieselgur vom Monte Amiata ist eine Ablagerung reiner, äußerst fein zerteilter, loser, fast durchwegs aus mikroskopischen Schälchen von Kieselalgen oder Diatomeen bestehender Kieselteilchen, man bezeichnet sie als farina fossile (mit 85 % Kieselsäure); die Farberden sind innig mit den Kieselgurlagen verbunden, es sind die Gelberde und der Bol; die erstere liefert die Siena-, die zweite die Umbrafarbe. Die Lager kommen längs des äußeren Trachytmassenrandes vor und erstrecken sich von Westen über Süden nach Osten in einer Länge von fast 20 km und in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 4,5 m. Die Lager sind unbestritten nicht älter als das Quartär, wahrscheinlich können sie auf eine der ältesten Perioden der Höhlenzeit zurückgeführt werden, wie Feuersteinpfeile beweisen, die von den dortigen Einwohnern gefunden sein sollen. Die Vorkommen scheinen sich in kleinen Süßwasserbecken durch kiesel- und eisenhaltige Gewässer gebildet zu haben, deren Quellen noch heutzutage tätig sind.

A. Sachs.

Ed. Donath und F. Bräunlich: Zur Kenntnis der fossilen Kohlen. (Chemiker-Zeitg. 1904. No. 16 u. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1904. No. 36.)

Nachdem E. DONATH ermittelt hatte, daß verdünnte Salpetersäure (1:10) auf Schwarz- und Braunkohlen sehr verschieden einwirkt (worüber das Nähere in der oben zweitgenannten Zeitschrift 1903, p. 310 zu finden ist), haben die Verf. neuerdings das Verhalten von Braun- und Schwarzkohlen verschiedener Herkunft zu diesem Reagens untersucht. Diese Versuche führten zu einer neuerlichen Bestätigung der von DONATH schon früher geäußerten Anschauung (vergl. dies. Jahrb. 1904. I. -405-), daß Braunkohle auf keine Weise, weder durch noch so lange geologische Zeiträume anhaltende Verkohlung, noch durch Kontaktmetamorphose in Schwarzkohle und echten Anthrazit überführt werden kann, sondern daß die Verschiedenheit der beiden Kohlenarten ausschließlich auf der Verschiedenheit des Materiales, aus welchem sie entstanden sind, beruht.

Katzer.

K. Dalmer: Wo könnte in Sachsen noch auf Steinkohlen gebohrt werden? (Zeitschr. f. prakt. Geol. 10. 1902. 223—225; 11. 1903. 121—123; 12. 1904. 121—123.)

Es ist wenig Hoffnung vorhanden, daß in den beiden derzeitigen Kohlenschatzkammern des Landes, im erzgebirgischen und im Döhlener Becken neue ergiebige Kohlenfelder erschlossen werden könnten. Da gegenwärtig ein dringendes Bedürfnis, neue Kohlenfelder aufzufinden, für Sachsen nicht vorliegt, so dürfte es genügen, vorläufig nur festzustellen, ob nördlich von Leipzig die Steinkohlenformation vorhanden ist, und ob zwischen Riesa und Elsterwerda ein ausgedehnteres Rotliegendbecken existiert. Zwei etwa 80 m tiefe Bohrungen würden vielleicht hierzu genügen. Dieselben würden auf fiskalischem Gebiete anzusetzen sein:

1. Für die Gegend bei Leipzig: in der Nähe der Militärbaracken von Gohlis.

2. Für die Gegend zwischen Riesa und Elsterwerda: am Ostrande der Gohrischheide in westlicher Richtung von Coselitz. **A. Sachs.**

A. v. Kaleczinsky: Die Mineralkohlen der Länder der ungarischen Krone mit besonderer Rücksicht auf ihre chemische Zusammensetzung und praktische Wichtigkeit. Preisgekrönt von der ungar. kgl. naturw. Gesellsch. Revidierte Übertragung aus dem im Dezember 1901 erschienenen ungarischen Original. Budapest 1903. 324 p. Mit 1 Karte.

Steinkohle findet sich in Ungarn im Carbon, der Dyas, im Lias und in der Kreide; Braunkohle in sämtlichen Gliedern des Tertiärs. Bezüglich der Einzelheiten muß auf das Original verwiesen werden. **A. Sachs.**

R. Zuber: Die geologischen Verhältnisse der Erdölzone Opaka—Schodnica—Urycz in Ostgalizien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 86—94.)

Die in diesem Gebiete unterscheidbaren Formationsglieder sind von unten nach oben:

A. Kreide.

1. Untere Inoceramenschichten (entsprechend dem Neocom).
2. Obere Inoceramenschichten (entsprechend dem Gault).
3. Jamna-Sandstein (Oberkreide).

B. Tertiär.

4. Eocän.
5. Menilitische (tieferes Oligocän).

Die gesamte Schichtenfolge ist konkordant, und die einzelnen Schichtgruppen sind durch Übergänge verknüpft. Das Gebiet ist intensiv gestört: eine Reihe ungefähr parallel von NW. nach SO. verlaufender Falten und Längsbrüche sind zu beobachten. In den unteren und oberen Inoceramenschichten sind Sandsteine oft ölführend. Im Eocän bilden mächtige poröse oder zerklüftete, Tonen eingelagerte Sandsteine einen der wichtigsten Erdölhorizonte der Karpathen. Das Erdöl des in Rede stehenden Gebietes

ist überall auf ursprünglicher Lagerstätte und aus ursprünglich angesammeltem organischen Material in denselben Schichtenkomplexen gebildet, in welchen es jetzt angetroffen wird. **A. Sachs.**

St. Olszewski: Über die Rohöl führenden miocänen resp. oberoligocänen Schichten des Tales Putilla in der Bukowina. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 321—324.)

Auf der westlichen Seite des Putilla-Tales sind in der Tiefe von 15—50 m Rohölspuren bekannt in Dichtenitz, auf der Wiese Romana in Sergie und bei dem GLANZ'schen Schacht am Slatinabache. Die Ölsuren aller 3 Punkte entspringen (nach der vom Verf. für die Karpathen aufgestellten Horizontierung der oberoligocänen und miocänen Formationen) dem dritten Horizonte: Grauen Schiefeln, wechsellagernd mit wenig mächtigen Schichten eines glimmerreichen, vorwiegend feinkörnigen, auf der Oberfläche wellenförmigen Sandsteines mit zahlreichen Fucoiden und Pflanzenresten. Die mächtige Entwicklung des Magurasandsteines, der auf dem Gebiete von Dichtenitz und Sergie in größerer Tiefe (ca. 600—800 m) anzutreffen sein wird, ist für Tiefbohrungen auf Rohöl im Putilla-Tale von besonderer Wichtigkeit. Größere Rohölmengen sind nicht ausgeschlossen. Die Bohrungen sollen für größere Tiefen vorbereitet und durchgeführt werden. Schwierigkeiten hierbei können Tone und Schiefertone bilden. Holz und Schmiedekohle sind in der Gegend sehr billig, weniger günstig ist die weite Entfernung (40—60 km) von der Eisenbahnstation Wisnitz und Brodina. **A. Sachs.**

Arthur J. Collier: The Coal resources of the Yukon, Alaska. (U. S. G. S. Bull. No. 218. Washington 1903.)

Die Kohlen, die im Yukon-Bezirk gegraben worden sind, sind hochgradig lignitisch und mehr oder weniger bituminös. Mit Ausnahme des Vorkommens am Nationflusse sind alle Kohlen in den Provinzen Circle und Rampart lignitisch, alle Kohlen in der Provinz Nulato sind bituminös. Die Lignite der Provinzen Circle und Rampart gehören Sandsteinen von eocänem Alter an, die bituminöse (Nation River)-Kohle aus der Provinz Circle ist wahrscheinlich permischen Alters, während die bituminösen Kohlen der Provinz Nulato in Sandsteinen, die teils obercretaceischen, teils eocänen Alters sind, liegen. Die Kohlen der Pickart- und Blatschford-Gruben in dieser Provinz sind obercretaceisch, die der Williams-Gruben eocän.

Seit der Entdeckung des Goldes am Klondike-River 1897 hat man den Kohlengruben am Yukon wenig Aufmerksamkeit gewidmet. Nur mäßige Quantitäten wurden gefördert, die für lokale Zwecke benutzt wurden. Die Kohlen werden vielleicht niemals wegen ihres begrenzten Vorkommens, dem Charakter der Kohle, den Kosten des Bergbaues und der Entfernung eines Marktplatzes für den Export verwendbar sein, aber sie werden vielleicht ausreichen, um die lokalen Bedürfnisse zu befriedigen.

A. Sachs.

Ochsenius: Salpeterablagerung in Chile. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 242—243.)

Wendet sich gegen die von SEMPER (vergl. SEMPER und BLANCKENHORN: Salpeterablagerung in Chile und Ägypten, Sitz.-Ber d. deutsch. geol. Ges. am 1. April 1903) ausgesprochene Behauptung, daß die bekannte OCHSENIUS'sche Theorie der Salpeterablagerung unhaltbar sei. „Noch keine einzige Beobachtung ist in Atacama und Tarapacá, der Hauptheimat des Chile-Salpeters, von Geologen gemacht worden, welche die von mir aufgestellte Bildungserklärung widerlegt.“

A. Sachs.

B. Simmersbach und F. Mayr: Die chilenische Salpeterindustrie. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 273—277.)

Die Verf. besprechen die Art des Vorkommens, die Gewinnung und Verwendung des Salpeters und die wirtschaftlichen Verhältnisse. Auf die verschiedenen Theorien über die Bildung des Salpeters gehen sie nicht näher ein; am meisten hat nach ihrer Ansicht die Erklärung von NÖLLNER für sich, wonach die Salpeterlager ihren Ursprung dem Seetang verdanken, welcher in ungeheuren Massen hier zur Verwendung gelangt ist. Hierdurch fände auch die stetige Anwesenheit von Jod ihre Erklärung. [Anm. d. Ref.: vergl. Zeitschr. f. prakt. Geol. 11. 1903. 309—310 u. 12. 1904. 242—243.]

A. Sachs.

J. C. Russell: The Portland cement industry in Michigan. (22. Annual Rep. of the U. S. Geol. Surv. 1900—1901. 3. 631—685. 3 Taf. Washington 1902.)

Nach einigen Bemerkungen über Zement und seine Herstellung im allgemeinen bespricht Verf. das geologische Auftreten und die chemische Zusammensetzung der in Michigan zur Herstellung des Zementes benützten Gesteine. Von diesen sind die interessantesten die in dem südlichen Teile der Halbinsel weit verbreiteten, mehr oder weniger verunreinigten rezenten Kalke (an Ort und Stelle seit langer Zeit als marl bezeichnet), die sich an vertieften Stellen des Glazialgebietes gewöhnlich in Verbindung mit Seen und Sümpfen finden und teilweise noch in der Gegenwart entstehen. Eine Karte der südlichen Halbinsel von Michigan, die nach Schätzung des Verf.'s noch nicht den vierten Teil der Vorkommen enthält, zeigt die überaus große Häufigkeit dieser Vorkommen.

Die Durchschnittsausdehnung der Kalkvorkommen übersteigt 50 acres (1 acre = 40½ Ar), ihre Durchschnittsmächtigkeit 10', solche von 100—300 acres und 20' Mächtigkeit sind nicht selten; die Mächtigkeit schwankt von einigen Zoll bis über 35'. Die Kalke bilden gewöhnlich den Untergrund noch bestehender Seen, gehen aber nicht selten seitlich über die gegenwärtigen Ufer hinaus und bilden die Unterlage von angrenzenden Sümpfen; selten wurde auch Wechsellagerung von Kalk und Torf beobachtet, gewöhnlich findet sich nur ein auf sandiger oder toniger Unterlage ruhendes

Kalklager. In der Regel bilden sie vom Seeufer ausgehende, an der Küste 10—12' unter Wasser befindliche Terrassen, die mit appr. 35° Fall sich in das Innere des Sees erstrecken und deren Mächtigkeit schnell zunimmt; die Terrassen sind oft 100—500' und mehr breit und enden mit einem Steilabsturz.

Die weitaus meisten der analysierten Kalke enthalten über 90% CaCO_3 , ansteigend bis 97½%, bei den kalkärmsten (bis zu 80% CaCO_3 hinab) ist organische Substanz in erheblicher Menge vorhanden. MgCO_3 ist in Mengen von 1—4% vorhanden; unter den Verunreinigungen, die oft nicht 1½% erreichen, überwiegt bei den unreinen Vorkommen SiO_2 .

Nach dem physikalischen Verhalten werden graue und weiße Varietäten unterschieden; die reinsten Ablagerungen sind so weiß und fein wie Weizenmehl. Ein beträchtlicher Teil des Materials erscheint in Gestalt hohler Röhren, die auf der Innenseite nicht selten gestreift sind.

Die ausführlichen Untersuchungen über die Entstehung dieser Ablagerungen führen den Verf. zu folgenden Anschauungen:

Den größten Anteil an der Bildung der Kalke hat die Tätigkeit der Algen, besonders der Characeen (*Chara gracilis*) und der blaugrünen Algen (*Zonotrichia*); die Ausscheidung durch Algen und ihre Inkrustation durch Kalk wird nicht nur durch Absorption von Kohlensäure, sondern auch durch Ausscheidung von Sauerstoff bewirkt. Da die Stengel von lebenden Charen nur einen sehr zarten Überzug von Kalkkriställchen aufweisen, die abgestorbenen jedoch Röhren mit verhältnismäßig sehr dicken Kalkwänden darstellen, stellt Verf. die Hypothese auf, daß die von der lebenden Pflanze ausgeschiedenen Kalkkriställchen die weitere Ausscheidung von Kalk aus ungesättigter Lösung hervorrufen. Zu der Tätigkeit der Algen tritt sodann noch diejenige der in den Seen lebenden Muscheln etc. und schließlich der direkte chemische Absatz aus dem Wasser (ohne Mitwirkung von Organismen), hervorgerufen durch Konzentration des Kalkgehalts infolge von Verdunstung, Ausfallen des Kalkes infolge von höherer Temperatur und hierdurch verringerte Lösungsfähigkeit des Wassers für kohlensaures Calcium und durch Entweichen von freiem CO_2 .

Milch.

H. Ries: The Clays of the United States east of the Mississippi River. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 11. Series A 21, B 24. 298 p. 9 Taf. 11 Fig. Washington 1903.)

Die große, wesentlich die technische Seite der östlich vom Mississippi in den Vereinigten Staaten von Nordamerika auftretenden Tonablagerungen berücksichtigende Abhandlung beginnt mit einer allgemeinen Einleitung, die ganz kurz die Entstehung, die physikalischen und chemischen Eigenschaften der Tone, die Art ihrer Gewinnung und ihre verschiedene technische Verwendung schildert. Es folgt eine Übersicht über die geologische Verbreitung von Kaolin und Ton (nach den geologischen Formationen geordnet) in den Staaten östlich vom Mississippi, sowie ein Überblick über die in diesem Gebiete auftreten-

den, technisch verschiedenen Arten von Ton. Den Hauptteil des Werkes bildet eine Schilderung der Tonvorkommen in den einzelnen Staaten, in jedem Abschnitt nach den geologischen Formationen angeordnet und gefolgt von einer Übersicht über die betreffenden Verhältnisse der Industrie in dem Gebiet. Den Schluß bildet eine Übersicht über den Stand und die Entwicklung der verschiedenen Tonindustrien des Gebietes.

In der kurzen mineralogisch-chemischen Einleitung sind Ref. einige Angaben aufgefallen: Kaolinit kann sich „auch aus Quarz bilden und selbst Amphibole und Pyroxene können wasserhaltige Alumosilikate bilden“ (p. 15, 16). Als alkalihaltige Beimischungen der Tone werden auch Granat, Hornblende und Pyroxen genannt und der Alkaligehalt unreiner Verwitterungstone ausdrücklich z. T. auf diese Minerale zurückgeführt (p. 28).

Milch.

S. W. Beyer, G. W. Bissell, J. A. Williams, J. B. Weems, A. Marston: *Clays and clay industries of Iowa*. (Iowa Geol. Surv. 14 (für 1903). 27—664. 35 Taf. 132 Fig. 1904.)

Diese von der geologischen Landesanstalt des Unionstaates Iowa herausgegebene Schrift behandelt die in diesem Lande auftretenden Tone und ihre Verwertung. Der erste Abschnitt des Buches, „Technology of Clays“ von BEYER und WILLIAMS, beschreibt die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Tone sowie die bei der Fabrikation von Tonwaren in Anwendung kommenden Prozesse. Das zweite Kapitel, „Chemistry of Clays“ von WEEMS, behandelt die Analyse der Tone. Der dritte Teil, „Selection, Installation and Care of Power Plants“ von BISSELL, ist rein maschinentechnisch. Am ausgedehntesten ist die „Geology of Clays“ von BEYER und WILLIAMS, in der die Verbreitung der Tone und Tonschiefer in den einzelnen geologischen Formationen des Landes — sie enthalten deren fast alle — ausführlich erörtert wird. Es werden dabei zahllose Profile mitgeteilt und angegeben, welche Schichten zur praktischen Verwertung geeignet sind. Das Kapitel „Tests of Clay products“ von MARSTON enthält vornehmlich eine Untersuchung der verschiedenen Ziegelsteinsorten, die im Lande hergestellt werden. Den Schluß bildet ein Verzeichnis der Tonwerke mit Angabe, welches Material und nach welchen Methoden dasselbe verarbeitet wird und welche Produkte hergestellt werden.

Otto Wilckens.

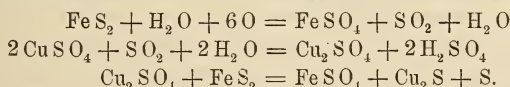
Experimentelle Geologie.

H. V. Winchell: *Synthesis of Chalcocite and its genesis at Butte Montana*. (Bull. Geol. Soc. Amer. 14. 1903. 269—276.)

Seit 1880 haben die Minen von Butte-Montana etwa $1\frac{1}{2}$ Millionen Tonnen Feinkupfer produziert. Jetzt bringen sie jährlich 200 Millionen Pfund aus. Sie haben eine Tiefe von 2200 Fuß im Maximum erreicht. Das Hauptkupfererz ist nicht — wie vielfach angegeben wird — Kupfer-

kies, der vielmehr fast ebenso selten wie Covellin ist, sondern Kupferglanz. Ihm mag 75 % des gewonnenen Cu entstammen, obwohl Buntkupferkies und Enargit auch häufig sind. Der Kupferglanz findet sich entweder eingesprengt in zersetztem Granit oder in Adern, die mehrere Fuß Mächtigkeit erreichen. Seine Begleitminerale sind Eisenkies, Zinkblende, Enargit, Quarz, die sämtlich älter sind als er, auch bildet er feine Überzüge auf Kupferkies und auf Covellin. Er tritt auf in den verschiedenalterigsten Spalten, nach der Tiefe hin nimmt seine Menge ab, diejenige des Enargit zu.

Da aus Cuprisalzlösungen durch H_2S oder lösliche Sulfide CuS ausgefällt wird (nicht Cu_2S), so muß in der Natur ein anderes Reduktionsmittel tätig gewesen sein, stark genug, um Cuprisalz in Cuprosalz überzuführen und zu schwach, um es zu Cu zu reduzieren. Verf. nimmt an daß in absteigenden $CuSO_4$ -haltigen Wässern, wenn sie mit Pyrit in Berührung kommen, Cu_2S sich niederschlägt. Versuche mit schwacher $CuSO_4$ -Lösung und As_2S_3 , PbS , CuS , FeS , ZnS , FeS_2 bei Zimmertemperatur ergaben einen Niederschlag von Cu_2S . Z. B. ging CuS zu 12 % in Cu_2S über. Ob jene Sulfide direkt wirken oder durch Vermittlung von SO_2 , ist zweifelhaft. Letzterer Fall würde etwa folgende Formulierung gestatten:



Johnsen.

H. v. Jüptner: Neuere Ergebnisse der metallurgischen Forschung. (Min. u. petr. Mitteil. 1904. 23. 181—195 u. 197—214.)

In diesem in der Mineralogischen Gesellschaft zu Wien gehaltenen Vortrag geht Verf. zunächst auf die physikalisch-chemischen Gesetze ein, welche für das Verhalten von Lösungen bei ihrer Abkühlung maßgebend sind. Er bespricht die Verhältnisse, wie sie bei Lösungen herrschen, deren Bestandteile miteinander weder chemische Verbindungen noch isomorphe Gemenge geben, dann die Lösungen, deren Bestandteile miteinander zwar keine chemischen Verbindungen, aber isomorphe Gemenge geben, und zeigt schließlich, daß die Lösungen zu betrachten sind als molekulare Gemenge mehrerer Körper, welche die Eigenschaften besitzen, daß ihre Bestandteile den Gasgesetzen folgen. An diese aus der physikalischen Chemie dem Inhalt nach bekannten Betrachtungen schließt Verf. Studien über die Schlacken und über die Eisenkohlenstofflegierungen.

Bei den Schlacken hat Verf., fußend auf den Arbeiten von ÅKERMAN, ähnliche Schmelzpunktkurven versucht für die Schlacken aufzustellen, wie sie für Lösungen und Legierungen bekannt sind. Diese Kurven hat er dann in eine Tabelle eingetragen, welche auf der Abszisse das Verhältnis der Molekularprocente $CaO : MgO$ und auf der Ordinate das Verhältnis $RO : SiO_2 + Al_2O_3$ anzeigte, und in dieses Graphikon die Mineralbezirke J. H. L. VoGT's eingezeichnet. Dabei zeigt sich ein auffallender Zusammen-

hang zwischen dem Verlauf jener Kurven und den Grenzen der Vogt'schen Bezirke. Andere graphische Darstellungen erlangt man, wenn man auf der Abszisse das Verhältnis $\text{SiO}_2 : \text{RO}$ und auf der Ordinate die Schmelzwärmen aufträgt und hierauf diejenigen Punkte durch Kurven verbindet, an denen das Verhältnis $\text{CaO} : \text{MgO}$ konstant ist. Auch hierdurch kommt man zu interessanten Resultaten, insofern als hier die Maxima und Minima der Kurven mit den Grenzbezirken bzw. mit dem Zentrum der Mineralausscheidung zusammenfallen. Wieder ein anderes Bild geben andere Schlacken, in denen größere Mengen von R_2O_3 -Basen enthalten sind. Es wird auf der Abszisse aufgetragen $\text{R}_2\text{O}_3 : \text{RO}$, auf der Ordinate $\text{SiO}_2 : \text{RO}$ und dann die Punkte gleicher Schmelzwärme durch Kurven verbunden. Bei der Eintragung der Vogt'schen Mineralgebiete zeigt sich auch hier der Zusammenhang zwischen Schmelzwärme der Schlacken und Mineralausscheidung.

Die Eisenkohlenstofflegierungen stellen Lösungen dar, aus denen sich der eine Lösungsbestandteil (Eisen) nicht in reinem Zustande, sondern in Form kohlenstoffhaltiger Mischkristalle abscheidet. Da durch den Zusatz von Kohlenstoff zum Eisen der Schmelzpunkt erniedrigt wird, so kann man bei recht langsamer Abkühlung des geschmolzenen, weniger als 2% Kohlenstoff enthaltenden Eisens, wie an der Hand eines entsprechenden Graphikons gezeigt wird, folgendes erwarten: Man erhält kohlenstoffärmere Kristallausscheidungen neben einer C-reicheren Mutterlauge. Beides wird aber im Laufe des Erkaltes reicher an C, bis schließlich bei einem Gehalt von ungefähr 2% C in der Mutterlauge diese gleichzeitig erstarrt. Enthält aber das Eisen mehr als 2% C, so scheidet sich zunächst so lange Graphit ab, bis wieder der Gehalt von 2% erreicht ist und der Rest wieder einheitlich erstarrt. Da nun aber die Löslichkeit des Kohlenstoffs im kristallisierten Eisen mit weiterer langsamer Abkühlung weiter abnimmt, so wird sich auch aus der eutektischen Mischung mit 2% C noch weiter Graphit abscheiden. Es gibt demnach zwei Haupttypen von Eisenkohlenstofflegierungen: solche ohne Graphit (Eisen und Stahl) und solche mit Graphit (graues Roheisen). Bei rascher Abkühlung treten Unterkühlungserscheinungen ein und man kann so zu sehr kohlenstoffreichen Legierungen gelangen, in denen kein Graphit abgeschieden ist (weißes Roheisen). Damit sind aber die Vorgänge beim Abkühlen von solchen Eisenlegierungen noch nicht erschöpft, weil es drei Modifikationen des Eisens gibt (γ , β , α), deren Umwandlungspunkte bei 910° bzw. 780° C. liegen. Das γ -Eisen löst im Gegensatz zu den beiden anderen beträchtliche Mengen C, aber sein Umwandlungspunkt wird dadurch bedeutend herabgedrückt. Läßt man also sehr C-armes γ -Eisen langsam abkühlen, so geht dieses bei etwa 900° in β -Eisen und dies bei 780° in magnetisches α -Eisen über. Ist der C-Gehalt des γ -Eisens höher, etwa 0,3—0,5%, so wird sein Umwandlungspunkt auf 780° herabgedrückt und es geht unmittelbar in α -Eisen über. Bei 0,96% C und einem Schmelzpunkt von etwa 700° C. ist dann der eutektische Punkt erreicht. Ist der C-Gehalt noch größer, so scheidet sich Eisenkarbid (Cohenit) ab. Bei schneller Ab-

kühlung treten wieder Unterkühlungserscheinungen ein und man findet feste Lösungen von C in γ -Eisen oder daneben α -Eisen und Eisenkarbid.

Diese theoretischen Betrachtungen lassen sich nun durch die mikroskopische Untersuchung von Eisensorten bestätigen. So hat man im gehärteten Stahl von etwa 0,9 % C eine feste Lösung von Eisenkarbid in γ -Eisen, bestehend aus einem Filz geradliniger Nadeln oder Fasern, den man „Martensit“ genannt hat. Im kohlenstoffarmen Eisen sieht man Körner von reinem Eisen (Ferrit) im eutektischen Gemenge liegen. In Legierungen mit mehr als 0,96 % C beobachtet man Kristalle von „Zementit“ (Cohenit). Die verwachsenen Blättchen von Ferrit und Zementit nennt man wegen ihrer Ähnlichkeit mit Perlmutter „Perlit“. Wird der Martensit schneller abgekühlt als zur Scheidung in Zementit und Ferrit nötig ist, so bleibt noch Mutterlauge (Troostit) zwischen diesen beiden. Martensit geht bei Temperaturabnahme unter starker Volumverminderung in Troostit und dieser unter Volumvermehrung in Perlit über, was Verf. damit erklärt, daß in den verschiedenen Eisenarten wahrscheinlich verschiedene polymere Eisenkarbide vorhanden sind. Der „Sorbit“ stellt ein Übergangsglied dar, das der unvollkommenen Ausscheidung des Ferrits aus dem Martensit entspricht. Der „Austenit“, welcher bisher nur in kohlenstoffreichen Stahlsorten gefunden wurde, die bei sehr hoher Temperatur in einer Kältemischung gehärtet waren, ist relativ weich und stellt vermutlich eine feste Lösung von Kohlenstoff in Eisen dar. Diesen Ausführungen folgen noch kurze Angaben über das Auftreten des Graphits, der „Temperkohle“ (amorpher C), des Schwefels und des Phosphors im Eisen, ferner über das Verhalten des Eisens bei der Bearbeitung (z. T. jedenfalls Verschiebung nach Gleitflächen) und endlich über das eigentümliche Verhalten von Nickeleisen (nicht umkehrbare Zustandsänderungen).

G. Linck.

Topographische Geologie.

M. Lugeon: Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Mit Lettre ouverte de M. le prof. A. HEIM. (Bull. Soc. Géol. France. (4.) 1. 723—825. Mit 4 Taf.)

[In wenigen Sätzen findet man den Inhalt der vorliegenden Arbeit in dies. Jahrb. 1905. II. -86-. Heute haben wir über die ausführlichen Darlegungen zu berichten, in denen Verf. seine Ansichten begründet. Diese Abhandlung ist nicht nur für die neue Auffassung des Gebirgsbaus der Schweizer Alpen, sondern auch insofern grundlegend, als sie eine Reihe weiterer Arbeiten veranlaßt hat, welche die LUGEON'schen Anschauungen auf andere Teile des Alpengebirges übertragen. Heute sind seit dem Erscheinen von LUGEON's Arbeit drei Jahre verstrichen, und die überraschende Vereinfachung in der Auffassung des alpinen Gebirgsbaus, die ihr verdankt wird, hat dem Lausanner Geologen um so mehr Anhänger zugeführt, als seine Theorie eine Menge von Tatsachen erklärt,

keiten beseitigt und Probleme löst, die jeder Erklärung zu trotzen schienen. In manchen Einzelheiten werden LUGEON's Ausführungen wohl widerlegt werden, seine (und SCHARDT's) Theorie der großen alpinen Überfaltungsdecken ist aber heute diejenige, welche den Tatsachen am besten gerecht wird, und deshalb müssen wir sie akzeptieren, wenn uns auch der Mechanismus der dislokativen Vorgänge, die sie annimmt, noch ganz unerklärlich bleibt.

Wir schicken dies zur Erklärung dafür voraus, daß wir über LUGEON's Arbeit ausführlich referieren. Wer den wesentlichsten Inhalt allein kennen zu lernen wünscht, sei auf das im Anfang genannte Referat verwiesen; das vorliegende ist nur an der Hand einer geologischen Übersichtskarte und der Blätter der geologischen Karte der Schweiz im Maßstab 1 : 100 000 zu verfolgen.]

Nach einer Einleitung, in der die verschiedenen Theorien, die zur Erklärung der eigentümlichen geologischen Verhältnisse des Chablais und der Freiburger und Berner Voralpen¹ aufgestellt sind, berührt werden, stellt LUGEON sich den Nachweis zur Aufgabe, daß

1. der Nordrand der Alpen von der Arve bis Salzburg durch große übereinanderliegende Decken (nappes) gebildet wird, welche den wahren, autochthonen, in der Tiefe liegenden Rand verdecken, und daß
2. diese Decken auch noch im Gebiet des tiefen Gneises auftreten.

Bekanntlich springen zwischen Arve, Rhone und Aare die Voralpen in zwei Bogen vor den Alpenrand vor. Erst, wo sie aufhören, bilden die Kalkhochalpen, die sonst hinter ihnen liegen, den Saum des Gebirges. LUGEON betrachtet zunächst den Kontakt der Voralpen und der Kalkhochalpen, der sich außer vor der Masse der Diablerets so gestaltet, daß die Falten der Kalkhochalpen unter den älteren Gesteinen der Voralpen verschwinden. Diese Erscheinung verfolgt Verf., indem er vom Arve-Tal ausgeht. Hier liegen auf dem Flysch der Antiklinale von Cluses Lappen älterer Triasgesteine, die dem Chablais angehören. Im Rhone-Tal sieht man unter den Trias-Juramassen des Tréveneusaz bei Collombey und Muraz die Falten der Kalkhochalpen hervorgehen. Die große liegende Falte der Dent de Morcles senkt sich im Streichen nach NO. So kommt es, daß das Neocom in Cephalopodenfazies der Voralpen erst auf ihrem liegenden Schenkel, dann vor ihrem Scharnier und endlich auf ihrem hangenden Schenkel liegt. Wegen dieser Senkung im Streichen tritt der Kern der liegenden Dent de Morcles-Mulde im NO. nicht mehr zutage. Da der hangende Schenkel aber in Falten von jurassischem Typus gelegt ist, so wurde es bisher übersehen, daß die Morcles-Falte sich in der Tiefe noch weiter fortsetzt. Verfolgt man die Grenze von Vor- und Kalkhochalpen weiter, so sieht man nun auf dem Cephalopodenneocom der Voralpen, unter dem die Dent de Morcles-Masse liegt, die Diableretsmasse

¹ „Préalpes romandes.“ Wir nennen sie im folgenden kurz die „Schweizer Voralpen“. Mit dem Chablais zusammen bilden sie die „Voralpen“ schlechthin.

ruhen, welche die Morcles-Falte nun an der Oberfläche „vertritt“. In Wahrheit müssen die Diablerets als eine zweite große liegende Falte aufgefaßt werden, die einst über die Falte Dent du Midi—Dent de Morcles hinüberging, aber nur dort vor der Erosion verschont geblieben ist, wo die Ketten sich im Streichen tief genug senken, wie das in der großen Senkungszone zwischen Aiguilles Rouges- und Aar-Massiv der Fall ist. Die Mulde der Diablerets streicht SW.—NO. und durch die große Wand oberhalb Anzeindaz wird diese Falte sehr schräg durchschnitten. Nach SW. kann man sich die Diablerets-Falte nur über die Morcles-Falte hinüber fortgesetzt denken. Wie ein Keil dringt sie in die innere Partie der Voralpen ein. Unter ihren Flysch fällt bei Anzeindaz nach Osten das Cephalopodenneocom, während bei Taveyannaz Dogger auf ihm liegt.

Am Sex Rouge liegt außerhalb der Diablerets (d. h. mehr gegen den Alpenrand hin) eine liegende Neocomantiklinale. Denkt man sich dieselbe rückwärts ergänzt, so könnte höchstens das Urgon des liegenden Schenkels auf das oberste Urgon am Tour St. Martin treffen. Wäre diese Verbindung richtig konstruiert, so müßte an dem letztgenannten Gipfel, wie im liegenden Schenkel am Sex Rouge auf dem Urgon Neocom liegen. Das ist aber nicht der Fall: hier liegt auf dem Urgon Eocän. Daraus folgt, daß in der Sex Rouge-Antiklinale die Stirnfalte einer dritten Decke zu erblicken ist, die sich über die der Diablerets legt. Die Falten des Schlauchhorn, Sanetschhorn, Wildhorn u. a. gehören zu dieser dritten großen Decke. In der Tat tauchen Urgon und das darauf liegende Eocän der Diablerets gegen SO. unter das Neocom des Mt. Gond und dieses Neocom läßt sich über Oldenhorn, Sanetschhorn, Sanetschpaß kontinuierlich verfolgen. Vom Creux de Champ ab kommt diese dritte Decke in Berührung mit den Voralpen. Das bleibt so bis zum Adelbodener Tal und wahrscheinlich weiter bis zum Thuner See.

Was den Kontakt der Voralpen mit ihrem tertiären Vorlande betrifft, so ruhen sie dem letzteren überall auf. Die Molasse taucht unter sie unter.

Der zweite Abschnitt der LUGÉON'schen Abhandlung ist den selbständigen tektonischen Zonen der Voralpen gewidmet. Die mittleren Voralpen („Préalpes médianes“) zeigen sich im Tréveneusaz-Massiv in normaler Stärke (in der man sie auch unter der Decke der Chablais-Breccie, z. B. zwischen St. Jean d'Aulph und Col de Coux vermuten darf). Geht man weiter nach Westen, so sieht man sie sich ausdünnen: Am Col de Morgins erscheinen sie nur in Form einer einfachen Schuppe, an der Pointe de l'Haut in Gestalt einiger Blöcke und am Col de Coux fehlen sie ganz, so daß sich mancherwärts die Decke der Chablais-Breccie direkt auf den Flysch der Kalkhochalpen legt.

Die äußere Randzone der Voralpen besteht aus Malm- und Kreideschichten, die im Flysch eingewickelt liegen, auf der Molasse ruhen und unter der Trias der mittleren Voralpen verschwinden. Diese Randzone verhält sich zu den mittleren Voralpen ebenso wie diese zur Breccienzone: die Randzone wird unter den mittleren Voralpen bis zum totalen Verschwinden zertrümmert. Am Nordufer des Genfer Sees, bei Montreux, ist

das Untertauchen der Randzone unter die mittleren Voralpen klar zu sehen, am Südufer aber, zwischen St. Gingolph und Bouveret, ruhen die letzteren direkt auf der roten Molasse, auf der am nördlichen Ufer die Randzone liegt. Diese muß also am südlichen Ufer vollständig ausgequetscht sein.

Die innere Zone der Voralpen ist in der Tiefe unter den mittleren Voralpen bis zum totalen Verschwinden ausgequetscht. Man konstatiert dies bei Bex, wo das Cephalopodenneocom ganz fehlt. Auch auf dem westlichen Rhone-Ufer fehlt hier die innere Zone (so daß die mittleren Voralpen direkt auf dem Flysch der Kalkhochalpen liegen) in der Gegend zwischen Troistorrents und Monthey und erst bei Champéry tritt sie wieder — in Form von Schuppen — auf.

HAUG nimmt an, daß am Rhone-Tal das Streichen der Schichten zur Talrichtung umbiegt. Das ist aber nicht der Fall. Das untere Rhone-Tal liegt in einer Quereinsenkung der Decken. Kennt man diese nicht, so kann man auch die Tektonik nicht verstehen. Dadurch, daß nur das größte Fallen der Schichten gemessen wird, geht ihr Hauptstreichen der Beobachtung oft verloren. Vor der Diablerets-Decke zeigt sich eine große Komplikation im Bau der inneren Voralpenzone, die hier fingerartig zerteilt ist. Die Diablerets-Decke ist wie eine Pflugschar in sie eingedrungen und ihre Wirkungen lassen sich, wie z. B. an den Hügeln von Bex, auch dort konstatieren, wo sie heute durch die Erosion zerstört ist.

Dieser Einfluß der Falten der Hochalpen auf die Voralpen wird in einem besonderen Abschnitt untersucht. In den Berner Voralpen liegt die mittlere Zone mit ihrer Trias normal auf dem zur inneren Zone gehörenden Niesenflysch. Anders vom Etivaz-Tal an südlich bis zum Rhone-Tal, wo der Niesenflysch auf der Trias der mittleren Voralpen liegt. Diese von HAUG betonte Ausnahme ist unbestreitbar, ist aber nach LUGÉON als eine Wirkung der Diablerets- und der Mt. Gond-Decke aufzufassen. Vor der noch existierenden, von der Erosion verschonten Masse dieser beiden Decken zeigen die mittleren Voralpen eine deutliche Biegung. In der Gummfluh O.—W. gerichtet, nehmen sie in der Cheneau wieder NO.—SW.-Richtung an. Erst bei dieser Änderung der Richtung tritt auch zugleich die ausnahmsweise Auflagerung der inneren Zone auf der mittleren auf, eine Erscheinung, die eben auf die Wirkung der Falten der Kalkhochalpen zurückzuführen ist.

Da die Diablerets- und Mt. Gond-Wildhorn-Decke sich ostwärts fortsetzen, so könnte man einwerfen, daß sich auch hier ihre Wirkung auf das Vorland zeigen müßte, was nicht der Fall ist. Es darf aber nicht vergessen werden, daß diese Massen sich ostwärts senken. Ihre Antiklinal-scharniere verschwinden unter der Erdoberfläche. Ostwärts des Col du Pillon sieht man nur die oberflächlichen Falten des hangenden Schenkels einer großen liegenden Falte. Mit der Stirnfalte verschwinden naturgemäß auch die Störungen im Vorlande unter der Oberfläche, man muß also dort das Vorhandensein großer Dislokationen in der Tiefe annehmen. Wo die Stirnfalte der Mt. Gond-Decke sich am Creux de Champ (Ormons) an die

Erdoberfläche erhebt, zeigt sich auch sofort die Beeinflussung des Vorlandes, und wo auch die Diablerets-Decke hervortritt, da zeigt die innere Zone der Voralpen unter der Zusammenwirkung beider Massen die heftigsten Dislokationen. Gerade in diesen bis ans Rhone-Tal anhaltenden Störungen liegt auch ein schlagender Beweis für die ehemalige Bedeckung der Dent de Morcles-Falte durch die Diablerets- und Mt. Gond-Decke. Westlich vom Rhone-Tal zeigt sich der Einfluß der letzteren heute nicht mehr, weil sie eine zu bedeutende Höhenlage hatten.

Im nächsten Abschnitt unternimmt LUGEON die Zurückweisung der von HAUG SCHARDT gegenüber verteidigten Hypothese von dem „zusammengesetzten Schuppenfächer“ der Voralpen (vergl. dies. Jahrb. 1906. I. - 82—86-). Einige Punkte der Gegenbeweisführung seien hier hervorgehoben: Gegen Süden gerichtete Antiklinalcharniere, wie sie in der Tat, z. B. in Val d'Illez, vorkommen, bilden in den Voralpen verschwindende, ganz lokale Ausnahmen. Die gegen das Rhone-Tal gerichteten Falten des Trévéneusaz, die LUGEON früher selbst erwähnt hatte, sind gar nicht vorhanden. Das Umbiegen der Falten am Rhone-Tal, wie schon gesagt, ebenso wenig. Der Kontakt der mittleren Voralpen mit dem Flysch der Randzone und dem Niesenflysch ist eine geschlossene Überschiebungsfäche; die Ausnahme im Vorland der Diablerets-Masse ist, wie oben gezeigt, kein Gegenbeweis, ebenso die Überlagerung der Trias der mittleren Zone durch den Flysch der inneren in demselben Gebiet.

Zum Schluß dieses Abschnittes wird die Frage erörtert, ob in den Voralpen drei oder vier unabhängige Zonen vorhanden sind. SCHARDT's Hypothese, daß die Randzone von Fragmenten der Innenzone gebildet wird, die bei der Überschiebung der mittleren Voralpen losgeschürft und mitgeschleift sind, hat viel für sich, obwohl der Auffassung beider Zonen als tektonische Einheit die Verschiedenheit ihrer Flyschbildungen eine noch ungelöste Schwierigkeit bereitet.

Der dritte Abschnitt der Abhandlung ist überschrieben: „Die Voralpen haben keine Wurzel.“ Verf. zeigt zunächst, daß mehrere zwingende Gründe für die Annahme, daß die Breccienmasse der Wurzel entbehrt, derselben Art wie diejenigen sind, welche zum Beweis des Mangels einer Wurzel bei der mittleren Voralpenzone herangezogen werden. LUGEON's Beweis, daß die Breccienmasse eine wurzellose Decke ist, hat niemand widerlegt. An der Brecciendecke sieht man kein Stirnscharnier. Demnach kann das Fehlen eines solchen bei den mittleren Voralpen kein Beweis gegen die Deckennatur derselben sein. Ferner spielen die Kalkhochalpen der mittleren Zone gegenüber ganz dieselbe Rolle, wie diese der Brecciendecke gegenüber: Sie tauchen überall unter dieselbe unter. Im einzelnen läßt sich die Wurzellosigkeit der mittleren Voralpen sodann an vielen Punkten zeigen. Besonders überzeugend ist das Bild, das die Falten des Môle bieten. Diese und die der Pointe d'Orchez treffen im rechten Winkel auf die Falten der Hochalpen des linken Arve-Ufers. Hier müßten also entweder die Falten der mittleren Voralpen oder die der Hochalpen quer verriegelt werden. Weder das eine noch das andere ist der Fall.

Die Falten der Hochalpen senken sich am Arve-Tal und drängen sich zusammen, die voralpinen Falten aber werden an den steilen Wänden des Môle und der Pointe d'Orchez abrupt abgeschnitten. Von einem Ausklingen merkt man keinerlei Anzeichen und ihre Fortsetzung, die irgendwo bestanden haben muß, wenn sie auch heute durch die Denudation entfernt ist, kann nur über die hochalpinen Falten des linken Arve-Ufers hinübergangen sein. Die Klippe von Les Annes ist das beredte Zeugnis für diese Auffassung.

Ein weiterer Beweis für die Wurzellosigkeit der mittleren Voralpen findet sich in den Kalkhochalpen im Gebiet des Wildstrubel. Die Jura-masse des Chaux (Chaud) gehört einer großen liegenden Falte an, die von Sierre ausgeht. Ihr Mittelschenkel läßt sich in der isolierten, über Nummulitensandstein liegenden Juramasse am Mt. Tubang, im Jura des Rohrbachsteins und des Laufbodenhorns verfolgen. Das Stirnscharnier dieser Falte kann nur unten im Lenker Tal am Rätzliberg gesucht werden. Diese Falte hat also ihre Wurzel im Rhone-Tal und nimmt teil an der Bildung der inneren Zone der Voralpen. Sie liegt über der Falte des Mt. Gond. Daß sie erst am Wildstrubel erscheint, erklärt sich wieder aus dem Ansteigen der Decken im Streichen gegen Westen, in Folge derer sie hier der Denudation zum Opfer fiel. Da die innere Zone aus drei einzelnen Schuppen besteht, so muß man annehmen, daß sich noch zwei weitere Falten über die soeben rekonstruierte gelegt haben. Die faziellen Verhältnisse stützen diese Auffassung: Die Schichten, welche die äußeren Partien der inneren Zone bilden, sind die gleichen, wie man sie am Südfall der Kalkhochalpen am Rhone-Tal trifft.

In der inneren Zone bestehen die untersten (innersten) Schuppen aus den jüngeren, die oberen (äußeren) aus den älteren mesozoischen Sedimenten. Die Randzone der Voralpen besteht aus denselben Schichten wie die innersten Schuppen der inneren Zone. Von diesen müßte sie also losgerissen sein, wenn SCHARDT'S Hypothese richtig ist. Dies Verhältnis läßt sich durch die Annahme erklären, daß die untere Schuppe der inneren Zone nicht von der Wirkung der Diablerets- und Mt. Gond-Decke betroffen worden ist. Die höheren versuchen, auf sich selbst zurückgelegt, über die mittleren Voralpen hinüberzugehen. Sie konnten daher höchstens in fragmentärem Zustand (exotische Blöcke des Gurnigell!) vorwärts gelangen.

Weil sie also zwischen zwei wurzellosen Decken liegen, können die mittleren Voralpen ebenfalls keine Wurzel haben.

Der vierte Abschnitt der Abhandlung, der „Die großen Decken der Schweizer Alpen. Ähnliche Erscheinungen wie die im Chablais“ betitelt ist, beginnt mit einigen Worten über die Klippen, deren Schicksal ja mit dem der Voralpen eng verbunden ist. Die Überschiebungsmasse der Giswyler Stöcke läßt HUGI von der hypothetischen, angeblich unter der Molasse befindlichen vindelicischen Kette, von Norden, kommen. Die C-Falte der Roßfluh betrachtet HUGI als gegen Süden offene Synklinale, LUGEON dagegen als ein gegen Norden gestoßenes

antiklinales Scharnier. Der Kern der Falte bildet nach LUGÉON Muschelkalk, der Mantel Hauptdolomit; HUGI nimmt das Gegenteil an. Letzterer meint, für Schub von Norden her spreche auch der Umstand, daß am Südrand der Klippe der Untergrund am stärksten disloziert sei, woraus zu schließen sei, daß hier die Stirn der Decke läge. Nun ist aber dort in Wahrheit keine Stirnfalte vorhanden und der heutige südliche Rand der Klippe ist rein zufällig, nämlich durch die Erosion geschaffen.

Nunmehr sucht LUGÉON zu zeigen, daß die Tektonik der Voralpen dieser Kette nicht eigentümlich, sondern auch diejenige beinahe der Gesamtheit der Schweizer Kalkalpen ist. Trotz des großen Unterschiedes im Aufbau der letzteren mit ihren liegenden, deutliche Scharniere zeigenden Falten und der total geschuppten inneren Zone der Voralpen, sind beide doch eng verknüpft, da die eine Schuppe der inneren Zone die Fortsetzung einer der großen liegenden Falten der Hochalpen darstellt. Daß die Voralpen aus dem Innern des Alpengebirges stammen, ist unzweifelhaft. Aber man dachte früher, sie verdankten ihre jetzige Lage einem speziellen Vorgang. SCHARDT dachte sich, daß die Voralpen von dem emporgewölbten Rücken der Zentralalpen durch ihre Schwere in eine tiefere Lage geglitten seien. Die große liegende Falte Dent du Midi—Dent de Morcles wurde als eine lokale, beiderseits im Streichen rasch aufhörende Ausnahmeerscheinung aufgefaßt. Jetzt weiß man, daß sich hinter den savoyischen Klippen große liegende Falten übereinanderschichten (BERTRAND und RITTER), südlich der deutschschweizerischen Klippen befindet sich eine gewaltige, nordwärts gerichtete Überschiebungsdecke (Glarner Schubmasse). Wie LUGÉON im vorhergehenden zeigt, liegen hinter den Voralpen ganz entsprechend vier Decken übereinander. Von den unteren zu den höheren Decken wird das ganze Phänomen immer großartiger, Ursprungsort und Stirnrand sind immer weiter voneinander entfernt. Die Voralpen stellen also keinen besonderen Fall dar, sondern sind in ihrem Bau der normale, aber am weitesten getriebene Ausdruck einer allgemeinen Erscheinung, der Überlegung der Alpen nach Norden. Zwischen Mt. Blanc- und Aar-Massiv müssen sich einst acht Decken übereinandergetürmt haben.

Von der Regel, daß die höheren Decken immer über die tieferen hinübergreifen, machen vielleicht die Brecciendecke und die Randzone der Voralpen eine Ausnahme. Die Verkettung der Vor- und der Kalkhochalpen zeigt aber, daß der Mechanismus auch der höchsten Decke prinzipiell derselbe gewesen sein muß wie der der untersten, die einfach eine liegende Falte ist.

Die Decken zeigen an der Oberfläche eine mehr oder weniger akzentuierte sekundäre Faltung. Ihre anscheinend regelmäßige Wellung beweist aber nichts gegen die Deckennatur der mittleren Voralpen. Es handelt sich um eine auch anderwärts an Überschiebungsdecken beobachtbare Erscheinung. Auch die sekundären Falten treten vorwärts und suchen als neue Stirnfalten aus den Decken herauszuwachsen, so daß diese sich schließlich fingerförmig teilen und neuen Decken das Dasein schenken.

Zum Nachweis, daß die Kalkalpen helvetischer Fazies ebenso durch Decken gebildet werden wie die Voralpen, tritt LUGEON sodann dem Problem der Glarner Doppelfalte näher.

Die Wildhorndecke setzt sich nach Osten fort und endigt wahrscheinlich in der Pilatus- und Säntiskette, indem sie eine der nach Norden tauchenden Glarner Decken bildet. Nur am Wildstrubel und Wildhorn hängt diese Decke mit ihrer Wurzel zusammen, weiterhin ist sie von ihr durch die Erosion getrennt. Wegen dieser Unterbrechung in der Mitte sah die „Glarner Doppelfalte“ mit ihren beiden gegeneinander gerichteten Antiklinalcharnieren so glaubwürdig aus. Wo diese beiden angenommenen liegenden Falten (wie am Hausstock) in einzelne Überschiebungsklappen zerstückelt sind, da läßt sich von den einzelnen Stücken nicht mehr sagen, ob sie zur Nord- oder zur Südfalte gehören. Dazu zeigen beide gleiche Schichtfolge. So hat denn BERTRAND schon 1884 für die Doppelfalte die einheitliche Falte gesetzt.

LUGEON untersucht nun einige von den Profilen, die das Vorhandensein der Doppelfalte zu beweisen scheinen. Er vermag in dem Malmkeil des Griesstockes kein Antiklinalcharnier, sondern nur eine Falte im Mittelschenkel der einheitlichen großen Südfalte zu erblicken. Im Calanda fehlt, wie überall, das Scharnier der HEIM'schen Südfalte. Im Ringelspitzprofil spielt die fast völlige Ausquetschung des Malms des Mittelschenkels eine große Rolle. Schwieriger ist schon das Fehlen des Malm auf dem hangenden Schenkel der Südfalte zu erklären. Sein Sernifit taucht ja im Süden unter die Bündner Schiefer. Wie kommt es, daß — eine einheitliche Südüberschiebung vorausgesetzt — in diesem Schenkel am Mürtchenstock, den Churfürsten und in dem großen Gebiet nördlich des Klausenpasses eine so mächtige Entwicklung des Malmkalkes eintritt? Das ist eine schwierige und heute noch nicht beantwortbare Frage. Aber die Beweise für das Fehlen der Doppel-, das Vorhandensein der einheitlichen Falte sind um so einleuchtender, als der Zusammenhang der Glarner „Nordfalte“ mit der von Süden gekommenen Wildhornfalte nicht geleugnet werden kann.

Die im Glärnisch vorhandene Aufhäufung von Falten scheint die Glarner Decke zu beendigen. Der Antiklinalkopf der oberen Falte steckt im Flysch der linken Klöntalseite. Das Tertiär gehört dem hangenden Schenkel der Glarner Decke an. Es taucht unter die Berge nördlich vom Klöntal. Die Stirnfalte der Glarner Decke muß sich unter diesen Bergen fortsetzen, die also keine Wurzel an Ort und Stelle haben können und als Reste einer Decke aufzufassen sind, die LUGEON die „obere Glarner Decke“ nennt. Um sich das klar zu machen, muß man BURCKHARDT's Profile studieren. Von den transversalen Falten, die dieser annimmt, sieht man nirgends ein Scharnier. Jedes der durch die Transversalfalten getrennten Gebiete wird durch eine Verzweigung der Decke gebildet und jede dieser Massen wird im Norden durch ein deutliches Scharnier abgeschlossen. Gegen Osten wird eine jede durch ein transversales Tal abgeschnitten. Fortgesetzt kann man sie sich nur eine über die andere denken. Es handelt sich auch hier um Überschiebungsdecken, deren

Ebene schräg zur mittleren Oberfläche des Bodens liegt. Die „Wiggis-Decke“ senkt sich westwärts, transversal zur Schubrichtung Süd—Nord, unter die Räderten-Decke und diese wieder unter die Fluhberg-Decke. Diese liegt, vom Pragelpaß ab nach Westen, direkt auf der Stirn der (unteren) Glarner Decke. Vom Pragel bis Sisikon liegt das Eocän des hangenden Schenkels der unteren Glarner Decke an der Oberfläche. Es bildet eine Synklinale und die umgekehrte Synklinale der Achsenstraße muß als eine Falte dieser selben Tertiärmasse betrachtet werden. Auch in der Urirotstock-Masse schließt sich die Pragel—Sisikon-Mulde oben, d. h. die im Norden des Klöntales, Pragels und Sisikoner Tales unabhängigen Decken schließen sich westlich vom Vierwaldstättersee bis in die Glarner Hochalpen der Glarner Decke an. Ähnlich streben sich die Glarner und die Wiggis-Decke in den Churfürsten zu verbinden.

Der unteren Glarner Decke wird noch ein besonderer Abschnitt gewidmet. Es wird darauf hingewiesen, daß das beste Mittel zur Bestimmung der Schubrichtung einer Decke der Verlauf ihrer Stirnfalte ist, die senkrecht auf jener stehen muß. Diese Stirnfalte streicht nun bei den Glarner Decken O.—W. Sie müssen also von Süden gekommen sein. Die Ausnahme der Räderten-Decke, deren Stirn NO.—SW. streicht, fällt nur scheinbar aus dem Rahmen dieser Erklärung heraus. Wo liegt nun die Stirnfalte der unteren Glarner Decke? Wegen der tiefen Lage der letzteren ist anscheinend wenig Hoffnung vorhanden, dieselbe zu finden. Die liegende Falte am Glärnischgipfel ist eine besondere Decke, die ihre größte Ausdehnung am Silbern gewinnt. Da die Flyschsynklinale von Oberurnen und die der Wiggiswände ein und dieselbe zu sein scheint, kann man die Wageten-Kette als Stirnfalte der unteren Glarner Decke oder als Verzweigung derselben auffassen. Jedenfalls muß diese Antiklinale wurzellos sein. Betrachtet man die Wageten-Antiklinale als Stirnfalte der Glarner Decke, wie es LUGEON tut, so gruppieren sich die Tatsachen folgendermaßen:

Von der Linth an westwärts reicht die untere Glarner Decke weiter nach vorn als alle anderen Decken. Die Stirnfalte bildet die unzusammenhängenden, aus dem Flysch auftauchenden Ketten, die sich vom Wageten über den Pilatus und die Schrattefluh bis zum Justis-Tal am Thuner See erstrecken.

Östlich der Linth verschwindet die Stirnfalte der unteren Glarner Decke fast vollständig und man sieht an der Erdoberfläche nur die Stirnfalte der oberen Decke, die den Säntis bildet.

Die zunächst so unerhört erscheinende Ansicht, daß Berge wie Säntis und Pilatus nicht in der Tiefe wurzeln, wird weniger sonderbar anmuten, wenn man sich der enormen Dislokationen erinnert, die diese Falten zeigen, und der Verschiedenheit von solchen Falten, mit denen ein Gebirge normal in eine Ebene ausklingt.

LORENZ' Idee von einer „Glarner Bogenfalte“ muß entschieden widersprochen werden. Die Falten des Fläscherberges sind nach NW. übergelegt. Sie sind ein Fragment des hangenden Schenkels der Glarner

Decke, die jenseits des Rheines unter die Berge des Vorarlberg taucht. Überall zeigt sich als Hauptfehler der früheren Beurteilung des alpinen Gebirgsbaues die Verwechslung der Neigung der Ebene einer Decke im Streichen mit ihrer Schubrichtung. Biegungen der Achse einer Decke kommen überall vor. Die Verkennung ihrer wahren Natur könnte so ziemlich überall zur Feststellung von „Bogenfalten“ führen.

Der nächste Abschnitt ist der Falknis-Decke gewidmet. Über den helvetischen Massen erhebt sich der Falknis mit Chablais-(Klippen-) Fazies. Seine Position entspricht also ganz der der Voralpen. Abgesehen von einer (wie die äußere Voralpenzone) im Flysch steckenden Malmschuppe vermag LUGEON im Falknis keine Schuppen, sondern nur liegende Falten zu sehen. LORENZ meint, die Falknis-Falten seien nach dem Zentrum seiner „Glärner Bogenfalte“ übergelegt; in Wirklichkeit sind sie es nach Norden. Die Lage der Scharniere spricht für einen Druck aus Süden. Die Kirchli-Spitzen sind keine Klippen, sondern eine nach Norden tauchende Antiklinale, die O.—W. streicht und beim Nordfall ihrer Schichten nur von Süden gekommen sein kann.

Nach dem Voraufgegangenen wird man sich auch die noch über der Falknis-Masse folgende Decke des Rhätikons und der bayrischen Alpen nur als von Süden gekommen denken können. Im Algäu und im übrigen Bayern taucht der Flysch überall unter die Triasberge. In den deutschen Alpen taucht die Fortsetzung der Stirnfalte des Säntis noch hier und da aus dem Flysch hervor. Nach LUGEON entspricht die Falknis-Decke der mittleren Voralpenzone. Demnach muß die Rhätikon-Decke der Chablais-Brecciendecke homolog sein. Der Rand der Rhätikon-Decke erhebt sich mauerartig im Osten des Prättigaus. Im Gebirge von Arosa hängt sie noch mit ihrer Wurzel zusammen. Die Gneise der Silvretta bilden nur den antiklinalen Kern derselben. Zwischen der Falknis- und der Rhätikon-Decke finden sich sporadische Vorkommen von basischen Eruptivgesteinen, die ganz analog auch an der Basis der algäuischen Triasberge auftreten. Einst muß die Rhätikon-Decke über dem ganzen Prättigau, die Falknis-Decke über allen Glärner Decken, bis zu den Klippen hin, gelegen haben. Wenn man von der Scesaplana auf das grüne Hügel-land des Prättigaus herabblickt, so hat man nicht, wie SUESS dachte, ein Senkungsfeld unter sich, sondern die durch Erosion ans Tageslicht gebrachte Unterlage einer horizontal bewegten Überschiebungsmasse.

Das Schlußkapitel, „Der Mechanismus der großen alpinen Decken“, bringt noch manche Einzelheit über den Bau der Schweizer Alpen. Aus dem bisher Gesagten geht hervor, daß der Nordrand der Alpen, wenigstens von der Arve bis Salzburg, aus gewaltigen, übereinandergelegten Decken besteht. Der autochthone Rand liegt in der Tiefe verborgen. Erst am Rande der nördlichen kristallinen Massive trifft man auf Falten, die sich an Ort und Stelle befinden. Zu ihnen gehört die Kette vom Tödi bis zum Titlis und weiter zur Jungfrau und bis zum Breithorn. Sie erscheinen auch unter der liegenden Falte Dent du Midi — Dent de Morcles.

Was zunächst den Flysch betrifft, auf und in dem die überschobenen Decken fortbewegt sind, so nimmt Verf. an, daß auch er nach Norden geschoben ist und daß er schon vor dem Schub die Eigenschaften besaß, die er heute zeigt. SCHARDT's Ansicht, daß der Flysch von den vorrückenden Decken genährt wurde, muß verlassen werden. Der Flysch des Niesen und der der äußeren Voralpenzone führt Breccien, die ein normales Sediment darstellen und die sich auch im Innern der Alpen, wo man den Ursprung dieser Flyschbildungen suchen muß, in einer Zone von den Aiguilles d'Arve bis Chapieux finden. Die „exotischen Blöcke“ sind dagegen Dislokationsbreccien, ein Resultat der Auswalzung. Beim Fehlen des Mittelschenkels der Decken mußten die ältesten Gesteine des hangenden Schenkels der Zerstückelung zunächst anheimfallen.

Der Ursprung der Decken (ihre Wurzeln) kann in einzelnen Fällen, z. B. bei der Rhätikon-Decke, direkt beobachtet werden. In solchen Fällen läßt sich das Ausmaß des Schubes gut bestimmen. Es beträgt im Profil Scesaplana—Langwies für die Rhätikon-Decke 30 km. Der Falknis ist von den Iberger Klippen, die mit ihm zur selben Decke gehören, 60 km entfernt, ja am Septimer beträgt die Distanz sogar 90 km. Diese enorme Bewegung braucht nicht von den mesozoischen und tertiären Gesteinen allein mitgemacht zu sein, sondern auch Granit und Gneis werden daran teilgenommen haben, und es muß die Frage berechtigt erscheinen, ob nicht einst die Voralpendecke, als sie die ganzen helvetischen Alpen bedeckte, den Anblick eines in der Tiefe wurzelnden Gebirges dargeboten hat. Solche Erwägungen lassen auch die Hypothese, daß die ganzen Ostalpen eine Decke bilden, weniger kühn erscheinen.

Schon HAUG hat gezeigt, daß, wenn man die Wurzel der Voralpen überhaupt einmal im Süden suchen will, als Ort derselben nur die Zone des Piemont in Betracht kommen kann. Die Entfernung, etwa vom Amphibolitzug von Ivrea bis zu den Voralpen, beträgt 80 km, also nicht mehr, als die Klippen von ihrer Wurzel entfernt sind. Etwas nördlich der Amphibolitzone liegt die Nordgrenze der nach Südosten übergelegten Falten. Ostwärts verläuft diese Linie gegen Bergell und Engadin. Nördlich derselben ist eine beträchtliche Überlegung nach Norden zu konstatieren. In die Gneismasse der Adula dringen die Triaskeile des S. Giacomo- und Mesolcina-Tales. Sie sind parallel zu ihrer Schubrichtung angeschnitten und die Decken, denen sie angehören, neigen sich ostwärts. Bisher hat man diese transversale Neigung mit der Schubrichtung verwechselt. Die Gneismasse des Piz Stella und Piz Pombi bilden die Antiklinalkerne dieser großen, nach Norden übergelegten Falten. Nach dem Stande unserer Kenntnisse können die mittleren Voralpen nur aus dem Gebiet der kristallinen Schiefer und Gneise des Tessins stammen. Dort lagen sie und waren verbunden mit der Falknis-Decke in derselben Weise, wie man sich die Brecciengebiete mit der Rhätikon-Decke verbunden denken muß.

Man kann die Decken der Schweizer Alpen in drei Gruppen einteilen:

- a) Decken mit äußerer Wurzel (und helvetischer Fazies): Die großen liegenden Glarner Falten mit ihrer Fortsetzung im Wildstrubel, in den waadtländischen Alpen und bis zum Mt. Joly. Zu ihnen gehört jedenfalls ein Teil der inneren Voralpenzone.
- b) Zwischen a) und c) eine Reihe großer liegender Falten.
- c) Decken mit inneren, d. h. auf der Innenseite des Alpenbogens gelegenen Wurzeln. Hierzu gehören:
 - α. die mittleren Voralpen mit ihrer Verlängerung in den savoyischen Klippen einerseits, den nordschweizerischen anderseits,
 - β. die Decke der Chablais- und Hornfluh-Breccie, sowie die homologe Rhätikon-Decke.

Je weiter nach Süden eine Decke wurzelt, desto weiter vorwärts hat sie sich bewegt (Ausnahmen: Chablais-Decke, obere Glarner Decke zwischen Linth und Aare). Bei dem Vordringen der Decken mit äußerer Wurzel haben die alten Massive als Widerstände gewirkt. Ihre Rolle als solche erscheint heute deutlicher als je. Da sie selbst nicht gefaltet werden konnten, wirkte die Kontraktion um so heftiger auf die Nachbargebiete.

Die Gruppe b der Decken zeigt sich in den Walliser Alpen. Die Antiklinale des Antigorio-Gneises nimmt ganz die Form einer Decke an. Man kann sich nicht vorstellen, daß diese riesige Falte gegen Osten plötzlich aufhört; sie muß sich unter der Tessiner Gneismasse fortsetzen und das Gewölbe dieser letzteren kann nur der hangende Schenkel einer riesigen liegenden Falte sein. Auch die Monte Leone-Masse am Simplon ist der antiklinale Kopf einer großen, höher als die des Antigorio-Gneises liegenden Falte. Die Wurzel derselben ist in der Zone Seehorn—Crevola zu suchen. Diese mächtigen Falten, zu denen Analoga in der Monte Rosa-, Dent Blanche- und Combin-Masse vorhanden zu sein scheinen, pressen sich unter die vor ihnen liegenden Massive.

Überschritten wurde diese von den voralpinen Decken. Man kann beobachten, daß die Schichten an den Wurzeln sehr steil aufgerichtet sind. Die Decken selbst verlaufen horizontal, ja selbst bergab. So finden sich auch dort, wo man die Wurzel der Voralpen suchen muß, südlich der Tessiner Masse und des Monte Rosa, steil aufgerichtete, monoklinale, eng zusammengepreßte Falten.

Die Bewegung dieser enormen Decken kann nicht in der eigenen Schwere derselben, sondern muß in dem tangentialen Druck in der Erdkruste ihre Ursache gehabt haben. Von der liegenden Falte der Dent de Morcles bis zu der Glarner Schubmasse gibt es in bezug auf die Größe alle Übergänge. Daraus, daß die Rhätikon-Decke noch mit ihrer Wurzel zusammenhängt, läßt sich schließen, daß die Decken sich nicht etwa unter Losreißung von ihrer Wurzel entrollt haben. Dennoch ist ein Vorrücken nach erfolgter Unterbrechung in dem Falle denkbar, daß zwei ursprünglich in selbständiger Bewegung begriffene Decken sich später wie eine fortbewegen, wobei dann die schnellere die andere von ihrer Wurzel losreißt und mitschleppt. So können sich stark ausgedünnte Überschiebungen entwickeln. Die kolossalen Dislokationen der inneren Voralpen-

zone erklären sich vielleicht dadurch, daß die Decken der mittleren Voralpen und der Breccien über sie hinweggegangen sind. Die innere und mittlere Zone haben ja auch noch die Wirkung der in sie eindringenden helvetischen Falten erfahren. Diese letzteren könnten sich also frühestens während der Passage der voralpinen Decken, und zwar in der Tiefe, gebildet haben. Ihre Entstehung hat später begonnen als die der innen in den Alpen wurzelnden Decken. Die letzteren müssen in relativ oberflächlichen Regionen der Erdkruste erzeugt sein, freilich, wie der Niesen-Flysch zeigt, unter einer recht mächtigen Umhüllung. Die tieferen Decken bilden sich einmal in den Gneisgebieten, die zwischen den beiden Zonen stärkster Faltung liegen, sodann in dem helvetischen Faziesgebiet. Unter der weiter wirkenden Kontraktion falten sich die Decken noch stärker, dazu heben sich die Schichten der nördlichen kristallinen Massive in vertikalem Wachstum an senkrechten Verschiebungsflächen, wodurch die über ihnen liegenden helvetischen Decken Verwerfungen erleiden, wie sie sich z. B. am Wildstrubel zeigen.

Mit einer Erörterung über die Beziehungen der Molasse zu den Decken der Voralpen schließt die Abhandlung. Ihr ist ein offener Brief HEM's beigegeben, der für die wesentlichen Punkte der LUGÉON'schen Theorie seine Zustimmung ausspricht.

Die der Arbeit beigegebenen Figuren und die Karte, welche die Verbreitung der einzelnen Decken zeigt, verdentlichen LUGÉON's Auffassung aufs beste.

Otto Wilckens.

H. Keidel: Ein Beitrag zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse in den Freiburger Alpen. (Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. 13. 23—39. 5 Fig. 1902.)

Die Bergmasse der Spielgerten, die Verf. näher untersucht hat, gehören der Zone der mittleren Voralpen an. Mit der Hornfluh bilden sie ein tektonisches Ganzes, das aber vom Tal der Simme in zwei Teile zerschnitten wird. Die Basis der in den Spielgerten auftretenden Gesteinsfolge bilden Gips, Rauhacken und Dolomite der Trias. Der Jura ist durch Crinoidenbreccie des Lias, Dogger mit *Mytilus [litemairensis Ref.]* und hellgraue, manchmal weiße und rötliche, splitterige Malmkalke vertreten. Darüber folgen die der oberen Kreide angehörenden „Couches rouges“, die von Flysch überlagert werden. Außerhalb der eigentlichen Spielgerten, im Gebiet der Hornfluh und der Kumigalm, tritt der Jura in Gestalt der (der „Chablaisbreccie“ entsprechenden) „Hornfluhbreccie“ auf. Sie wird in ihren unteren Lagen aus Triasfragmenten zusammengesetzt, höher liegen Crinoidenbreccien und blaugraue Kalke. Die mancherorts in der Breccie auftretenden, sehr flyschähnlichen Kalk- und Tonschiefer schieben sich wahrscheinlich zwischen die untere und die obere Abteilung der Breccie ein. Die „Couches rouges“ liegen nicht nur auf dem normalen Malm der Spielgerten, sondern auch auf der Breccie (nämlich an dem Rande Sparrenmoos—Schwarzer See nordwestlich von Zweisimmen).

Zwischen Stockbrunnen und Romenstalden, auf dem rechten Ufer der Kleinen Simme, hat Verf. ein Diabasvorkommen entdeckt. Die Blöcke von Nummulitenkalk, die sich bei Bettelried finden, sind erratisch und stammen aus den Ketten helvetischer Fazies.

Die tektonischen Verhältnisse sind recht verwickelt. Verf. legt ein Profil durch die Spielgerten, ein zweites über die Kumigalm und den Frohmattgrat und schildert eingehend den tatsächlichen Befund, den er bei seinen Begehungen angetroffen hat. Kennzeichnend für den Bau des Gebietes ist das durchgängige NW.-Fallen der Schichten. Im Süden fällt der Niesenflysch nach NW. ein, mit gleichem Fallen folgen die Trias und der Jura, denen breite Flyschzonen ohne exotische Breccien eingeschaltet sind und an die im Norden der Hunsrückflysch grenzt. Faltung fehlt; dagegen ist ausgesprochene Schuppenstruktur vorhanden. Mit dieser stehen auch die vorhandenen Blattverschiebungen in Zusammenhang. Die Kraft, welche diese Schuppen erzeugte, wirkte in der Richtung von NW. nach SO.

Verf. hält es für möglich, daß das Flyschmeer über ein durch (dem heutigen Streichen parallele) Verwerfungen in (teilweise bis zu ihrem kristallinen Sockel aufgeschlossene) Schollen zerlegtes Trias- und Jura-gebiet transgredierte. Die in diesem vorhandenen Brüche wurden später durch die aus NW. wirkende Kraft zu Überschiebungsflächen.

Der Umstand, daß in der äußeren Zone der Voralpen Schuppen mit gegen SO. einfallenden Überschiebungsflächen auftreten, während die Schuppen der Spielgerten nordwestliches Fallen zeigen, veranlaßt den Verf., die Voralpen mit HAUG als zusammengesetzten Schuppenfächer aufzufassen.

Otto Wilckens.

G. Roessinger et A. Bonard: Les blocs cristallins de la Hornfluh (Préalpes bernoises). (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 37. 471—478. 1 Taf.)

In den Voralpen findet sich eine Reihe von Vorkommen kristalliner Gesteine, die im Kontakt mit dem tertiären Flysch auftreten. Früher hat man sie als Gänge oder als Aufragungen des Untergrundes aufgefaßt. SCHARDT hat diese „exotischen Blöcke“ dagegen als wurzellose Masse gedeutet, die, wie die ganzen Voralpen, aus dem Inneren der Alpen stammen. Es sind aus der kristallinen Unterlage der großen präalpinen Überschiebungsmasse losgerissene Fragmente. Ihrer petrographischen Beschaffenheit nach sind es Serpentine, Diabase, Gabbros, Porphyrite, Kersantit und Protogin.

ROESSINGER hat im Gebiet der Hornfluh (Berner Voralpen) zu den dort bisher bekannten neun exotischen Blöcken einen weiteren hinzuentdeckt. Er liegt unweit vom Gipfel der Hornfluh, nahe bei Saanen, und ist ein stark veränderter Ophit. Unterlagert und überdeckt wird er von typischem Flysch. (Die Art des Auftretens wird durch eine Skizze erläutert.) Ein ähnliches Vorkommen hat Verf. noch am Nordwestende der Weißenfluh aufgefunden.

Die von BONARD ausgeführte mikroskopische Untersuchung führte zur Bestimmung des Gesteines als Ophit oder Gabbro in starker Zersetzung. Seine grüne Farbe wird durch den reichlichen Chlorit bedingt. Die angrenzenden Gesteine zeigen keine Spur von Kontaktmetamorphose, wohl aber von mechanischen Einwirkungen, ein Befund, der für die SCHARDT'sche Erklärung von dem Auftreten dieser exotischen Gesteinsmassen spricht.

Otto Wilckens.

F. v. Kerner: Die Fenster in der Überschiebung am Nordfuß des Mosor. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1903. 317—324. Mit 2 Textfig.)

In der Gegend von Spalato, am Nordfuß der Mosor Planina, wurde eine Überschiebung von Kreide auf Eocän beobachtet. In die Überschiebungsmasse sieht man mehrere Dolinen eingesenkt, deren Grund eocäne Schichten erkennen läßt, und die somit als tektonische Fenster aufgefaßt werden müssen. Diese Dolinen zeigen einen Durchmesser von etwa 15—50 m. In dreien derselben erscheint im Grunde der Flyschmergel, das oberste Glied der dortigen Eocänablagerungen und zugleich die höchsten Schichten des Liegendflügels. Ein anderes Fenster ließ neben diesen Mergeln auch tiefere eocäne Schichtglieder erkennen, da zertrümmerte Schollen von Nummuliten-, Alveolinen- und Cosina-Kalk mit Reibungsbreccien angetroffen wurden. Verf. betrachtet diese Gesteine als Angehörige des Zwischenflügels, das würde bedeuten, daß dieses Fenster nahe der Wurzel der Überschiebung gelegen ist, und danach wird die Schubweite mit $1\frac{1}{2}$ km angenommen. Es sind dies die ersten tektonischen Fenster, welche aus Dalmatien bekannt gemacht wurden.

L. Waagen.

F. v. Kerner: Reisebericht aus dem östlichen Mosorgebiete. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1903. 215—219.)

Zwischen der Hauptkette des Mosorgebirges und dem Mittellaufe der Cetina schaltet sich in der Gegend von Dolac eine von Eocänflysch erfüllte Mulde ein. Unter dem Flysch findet man hier eine klotzige Nummulitenbreccie und Trümmerbreccien mit Stücken von Alveolinenkalk. Diese Tatsachen scheinen dem Verf. darauf hinzuweisen, „daß in der Gegend des Mosor in der älteren Eocänzeit eine Ablagerung mariner Sedimente nur in geringem Maße stattgefunden hat, und daß dort beim Vordringen des Meeres nach der Protocänzeit kleine Festlandsreste persistierten“. Viel normalere Ablagerungsverhältnisse zeigt dagegen der Eocänstreifen längs der Cetina bei Trnbuši. Beide Muldengebiete werden von NO. her von Kreideschichten überschoben und dabei ist es von besonderem Interesse, daß in die Überschiebungsdecke von Dolac vier tektonische Fenster eingeschnitten sind, so daß die hier unter der Kreide gelegenen Flyschmergel zum Vorschein kommen. Zwei dieser Fenster liegen nahe dem jetzigen

Denudationsrande des Rudistenkalkes, während die beiden anderen etwa 1 km von demselben entfernt sind.

Dieser Gegend eigentümlich ist das Vorkommen von Asphalt, das allerdings schon längere Zeit von dort bekannt ist, und als Ausfüllung von Sprüngen im Rudistenkalk, als Kittmasse der Breccien, sowie als Imprägnation der mergeligen Plattenkalke angetroffen wird. Erwähnenswert ist auch das Auftreten von Brauneisenerz „als Ausfüllung einer der Schichtung annähernd parallelen Spalte“ bei Kotlenice, wo es bergmännisch ausgebeutet wird.

Die Nordabdachung des Mosor „wird durch eine teils in flachen Wellen, teils in Flexuren zum Gipfelkamm ansteigende Kreidekalkmasse aufgebaut“, während die Hauptkette selbst aus zwei Faltenstämmen besteht.

L. Waagen.

F. v. Kerner und R. Schubert: Kritische Bemerkungen zu Herrn A. MARTELLI's Arbeiten über die Geologie von Spalato. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1903. 324—330.)

Die kritischen Bemerkungen der beiden Autoren stellen die folgenden unrichtigen Angaben in den Publikationen MARTELLI's über die Geologie von Spalato richtig. Die Spalatiner Flyschregion stellt nicht eine einzige Synklinale dar, deren Kern durch den Monte Marian gebildet sei, sondern es liegt hier ein System von mehreren, z. T. ziemlich steil gestellten Faltenzügen vor. Zwischen Salona und Clissa wird nicht die Nummulitenformation von einem an die Basis des Eocän zu stellenden Kalke unterlagert, der selbst wieder dem Hippuritenkalk konkordant auflagern soll, sondern „in Wirklichkeit entspricht diese Gegend einer von einer Querverschiebung durchsetzten asymmetrischen Mulde von obereocänen Mergeln und Konglomeraten, deren steil gestellter Nordflügel von Kreidekalcken überschoben ist“.

Die HARPE'schen Nummulitenzonen sind für die österreichischen Küstengebiete nicht verwendbar, und das Auftreten von *Nummulites complanata Tchihatcheffi* ist für das ober-mitteleocäne Alter seiner Schichten nicht beweiskräftig. Zum Schlusse wird noch erwähnt, daß *Orbitoides dispansa* Sow. und *O. dalmatina* n. sp. von MARTELLI fälschlich als *Lepidocyclus* statt als *Orthophragma* bezeichnet wird.

L. Waagen.

R. J. Schubert: Zur Geologie des Kartenblattbereiches Benkovac—Novigrad (29, XIII). II. Das Gebiet zwischen Zemonico und Benkovac. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1903. 204—215.)

An der Zusammensetzung dieses Gebietes beteiligen sich die gleichen Gesteine, wie sie bereits aus den angrenzenden Gebieten mehrfach beschrieben wurden. Man kann hier neben vier Kreideaufbrüchen vier Tertiärmulden feststellen, darunter die Doppelmulde von Zemonico, welche z. T.

miteinander vikariieren. Als neues Ergebnis der Kartierung wird besonders die Auffindung von Cosina-Schichten hervorgehoben als Beweis, daß nach dem Rückzuge des Kreidemeeres auch im Bereiche von Norddalmatien größere Küstenseen bestanden. Die über den Cosina-Schichten folgenden Ablagerungen bis zum Hauptnummulitenkalke, das sind die oberen Foraminiferenkalke STACHE'S und der Alveolinenkalk, werden unter dem Namen Imperforatenkalk — nach der Führung imperforater Foraminiferen — zusammengefaßt, da die übliche Teilung dieses Komplexes infolge Wechselagerung unmöglich erscheint. In den Tertiärmulden trifft man Schichten, welche die Ablagerungen vom Imperforatenkalk bis zum oberen Mitteleocän umfaßt. Nur in der Nordostecke des Gebietes treten überdies diskordant Promina-Schichten auf. Aus dem Grenzgebiete der älteren und Promina-Mergel wird als interessante Erscheinung erwähnt, daß dort steile turmartige Klippen von Hauptalveolinenkalk aus ihnen hervorrage. Erwähnt sei noch, daß die Entstehung jener Terraindepression, welche als Nadin-See bekannt ist, durch den Niederbruch des Kernes und des Nordostflügels einer Antiklinale erklärt wird. Daran schließt sich sodann ein Vergleich mit dem Vrana-See, der einem ähnlichen Vorgange seine Entstehung verdankt.

L. Waagen.

L. Waagen: Ein Beitrag zur Geologie der Insel Veglia. IV. Die Umgebung des Besca-Tales. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1903. 235—238.)

Es wird hier der verschmälerte südlichste Teil der Insel Veglia besprochen. Derselbe ist ziemlich symmetrisch gebaut. Beiderseits der axialen Grabenmulde, welche die ganze Insel von NNW. gegen SSO. durchzieht und hier im Süden durch das Besca-Tal bezeichnet wird, schließt sich ein Kreidesattel an, von welchem der westliche vollständig, der östliche nur teilweise bis zum unteren Rudistenkalke aufgebrochen ist. Nach außen werden beide Synklinalen von Resten eocäner Mulden begleitet, in welchen der Alveolinenkalk erhalten blieb. Im Westen ist dann noch ein Stück der folgenden Antiklinale vorhanden, das durch die Kreideaufwölbung des Vorgebirges Negritto repräsentiert wird. Im Osten dagegen werden die Alveolinenkalke vom Meere gespült und die nach außen erwartete Kreideaufwölbung ist vollständig niedergebroschen bis auf ein kleines Restchen, dem Scoglio Zezza, welcher aus dem Canale della Morlacca aufragt.

L. Waagen.

Th. Posewitz: Das Talabor-Tal zwischen den Ortschaften Szinevér und Kövesliget. (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1900. Budapest 1902. 45—55.)

Die angetroffenen Formationsglieder gehören vorwiegend der Kreide und dem Tertiär an. Das Eocän ist teils durch Menilitschiefer, teils durch „strzölka-artige Schichten“ vertreten. Zwischen den beiden Menilitzügen und im Hangenden wurden Sandsteinzüge kartiert, welche als Oligocän

angesprochen werden. Die untere Kreide besteht aus Schiefer, selten aus Sandstein wie die obere Kreide. Aus diesen Sandsteinablagerungen der Kreide treten da und dort (Ugulika-Tal, Losanzski-Tal, Monastir-Bach etc.) kleine Partien eines fossilileren Kalkes hervor, welche als Juraklippen angesehen werden.

Zum Schlusse wird noch mit wenigen Worten die Umgebung von Szepes-Remete besprochen. Dieses Gebiet besteht vollständig aus kristallinischen Schiefen, und es wurden darin kristallinische Talk-, Chlorit- und Tonschiefer und an einer Stelle, an der Verzweigung des Tales Röstengrund (Topschergründl und Schloßgründl), auch eine Gneismasse angetroffen.

L. Waagen.

M. Pálffy: Die linke Seite des Aranyos-Tales zwischen Tepánfalva und Offenbanya. (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1900. Budapest 1902. 56—67.)

Das hier besprochene Gebiet wird im wesentlichen von dem Gebirgsstocke des Muntele Mare eingenommen. Der nördliche Teil des Gebietes gehört einem Granitstocke an, dessen Gesteine sich im Halbkreise bis in die Mitte des Blattes ziehen. Um denselben lagern sich sodann die übrigen Schichten. So bilden bis zum Tale des Aranyos-Flusses kristallinische Schiefer überall das Grundgestein, in welchem Linsen von kristallinischem Kalk, von schieferigem Dolomit und Quarzit eingeschlossen erscheinen. Es sind dies dunkle Phyllite, Amphibolit- und Aktinolithschiefer und Gneise. Letztere wieder zeigen eine sehr bunte Zusammensetzung. U. d. M. sieht man da Epidot, Feldspat, Aktinolith, Titanit, Ilmenit, Quarz und Calcit, der Ilmenit häufig von einer lichten Titanit-Leukoxen-Zone umgeben. Auf den kristallinischen Schiefen liegen am Fuße des Gebirges obercretaceische Konglomerate, Sandsteine und Tonmergel mit zwischengelagertem Hippuritenkalk, deren Fossilien auf die Gosauschichten der Oberkreide hinweisen. Ein älteres Sediment wurde nur auf dem Gipfel des Dealu-Hudrisescilor aufgefunden. Es ist dies ein grauer Kalk, der unter der Kreide hervortritt, aber infolge Fossilmangels keine Altersbestimmung zuläßt. Der Granit endlich ist jünger als die kristallinen Schiefer, was aus aufgefundenen Gängen hervorgeht. Charakteristisch für ihn ist im allgemeinen porphyrische Struktur, außerdem ist er sehr stark kataklastisch und die Räume zwischen den einzelnen Trümmern sind von Sericit erfüllt. In einem Seitentale des Valea Mare findet sich ein zweiter solcher Stock, der ebenfalls stark kataklastisch aber von anderer Zusammensetzung ist. Es werden in ihm granitische, dioritische und schieferige Gesteine unterschieden und dieselben als eine stark basische Randfazies des Granites angesehen.

L. Waagen.

L. Roth v. Telegd: Die Aranyosgruppe des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Torockó-Szt.-György, Nyirmezö, Remete und Ponor. (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1900. Budapest 1902. 68—91.)

In dem Gebiete der im Titel genannten Orte setzen sich die aus den angrenzenden Gegenden bekannten Gesteinszüge mit ausgesprochenem SSW.-Streichen fort. Es ist da insbesondere eine gewaltige Masse von wahrscheinlich tithonischen Kalken an der Ostseite, begleitet von Eruptivgesteinen resp. kristallinen Schiefen, zu erwähnen, an die sich östlich eine untercretaceische, westlich eine obercretaceische Zone anlegt, die derart durch die Tithonkalkmasse voneinander getrennt erscheinen. Die kristallinen Schiefer bilden das Grundgebirge. Man findet darunter sericitische, chloritische, phyllitische und graphitische Schiefer, denen häufig verschieden mächtige Linsen kristallinischer Kalke eingelagert erscheinen. Dieser Komplex gehört der oberen, jüngsten Gruppe der kristallinen Schiefer an. Ihnen wurden an wenigen Stellen kleine Schollen paläozoischer Quarzkonglomerate aufgelagert gefunden. Die bereits oben als Begleiter des Tithon erwähnten Eruptivgesteine bilden gleichzeitig dessen Basis. Der Hauptsache nach sind es Felsitporphyre, Quarzporphyre und körnige bis feinkörnige Diabase. Durch die Untersuchungen SCHAFARZIK'S wurden aber in geringerer Verbreitung auch Biotitporphyr und Diabasporphyr und in einer dünnen Ader auch Melaphyr festgestellt. Das Tithon setzt sich in der Streichungsrichtung als geschlossene Masse fort, von der nur wenige kleinere Partien abgetrennt erscheinen. An verschiedenen Fundpunkten wurden darin unter anderem folgende Fossilien gesammelt:

Diceras arietinum LAM., *Diceras* sp. (*Zitteli* MUN.-CHALM. ?), *Nerinea* aff. *Mariae* D'ORB., *N.* cf. *dilatata* D'ORB., *N. Lorioli* ZITT., *N.* cf. *cylindrica* VOLTZ, *N. Hoheneggeri* PETERS. (?), *Cryptoplocus succedens* ZITT., *Pachyrisma Beaumonti* ZEUSCH. (?), *Ptygmatis pseudo-Bruntrutana* GEM., *P. carpathica* ZEUSCH., *Cerithium Hoheneggeri* ZITT. (?), *C.* cf. *confrater* ZITT.

Diese Fossilien sprechen alle für tithonisches Alter, doch hält es Verf. nicht für ausgeschlossen, daß die untersten Schichten dieses Kalkes bis in das Malmniveau hinabreichen. Die untere Kreide wird von Konglomeraten, Sandsteinen (mit einem Abdruck eines *Holcodiscus* cf. *furcatus* SCHLOENB.), Schiefertönen und da und dort eingelagerten Kalkmergeln (*Aptychus Seranonis* COQU.) gebildet. Aus ganz ähnlichem, nur feinerem Materiale bestehen auch die Ablagerungen der Oberkreide. Tithon und Kreide sind von zahlreichen Pressungen und tektonischen Störungen betroffen. In den kristallinen Schiefen und in der Unterkreide treten schmale Streifen jüngerer Eruptivgesteine mit ihren Tuffen auf, die ebenfalls von SCHAFARZIK untersucht wurden. Es finden sich darunter: Biotit- und Biotit-Amphibol-Dacit, Biotit-Andesit und Dacit-Tuff. Am Rande des jungtertiären Beckens von Vládháza lagern dem Neocom mediterrane Lithothamnienkalke (Leithakalke) auf, und diese werden wieder von Pontischen Schichten mit *Congerina Partschii* CZÍŽ. bedeckt. Von jüngeren Bildungen wurden diluviale Schotterterrassen, Kalktuff und ein Hochmoor angetroffen.

L. Waagen.

J. Halaváts: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Kitid—Ruß—Alsó-Telek (Komitat Hunyad). (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1900. Budapest 1902. 91—100.)

Die Terrainverhältnisse stehen hier mit dem geologischen Aufbau in engen Beziehungen. Das Mittelgebirge wird von kristallinen Schiefen in Verbindung mit devonischem (?) dolomitischen Kalk gebildet, während das vorgelagerte Hügelland aus mediterranen Ablagerungen besteht. Die Gesteine des Mittelgebirges gehören der oberen Gruppe der kristallinen Schiefer an. Man findet hier grüne, chloritische, sericitische Gneise und Schiefer in Wechsellagerung und diesen sind Phyllite, Amphibolschiefer, Glimmerschiefer mit großen Granaten, kristallinische und verkieselte Kalke und Eisenerze untergeordnet eingelagert. Im südlichen Verbreitungsgebiete wurde südliches Einfallen konstatiert, das sich immer mehr aufrichtet und bei Alsó-Telek über senkrecht zu nördlichem Verflachen übergeht. Diese Veränderung im Einfallen ist von Wichtigkeit, weil mit den dadurch bedingten tektonischen Störungen die Ablagerung der dort vorfindlichen Eisenerze in Zusammenhang gebracht wird. Es sind Lagergänge von Limonit und Pyrolusit, welche seit ältesten Zeiten abgebaut werden. Über der Serie kristallinischer Schiefer liegen, mit diesen durch Übergänge verbunden, die genannten dolomitischen Kalke, die fossilleer sind und bloß zur Verweisung auf ihr hohes Alter als „devonisch“ (?) bezeichnet wurden, aber vielleicht einfacher als paläozoisch hätten angeführt werden können. Die Mediterranablagerungen des Hügellandes bestehen aus Ton, Tonmergel, Sand, Sandstein und leithakalkähnlichen Gesteinen, dann wieder aus Konglomeratbänken und Sanden mit Lignitschnüren. Bei Czerna wurde weiters ein Eruptivgestein angetroffen, das nach den Untersuchungen SCHAFARZIK'S je nach dem Alter als Olivin-Basalt oder als Melaphyr angesprochen werden muß. Erwähnt sei noch, daß das Inundationsgebiet des Sztrigy-Flusses von Diluvialterrassen gesäumt wird, in welchen bei Sztrigy-Szent-György Reste von *Elephas primigenius* gefunden wurden.

L. Waagen.

F. Schafarzik: Die geologischen Verhältnisse der westlichen Ausläufer der Pojána-Ruszka. (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1900. Budapest 1902. 101—121.)

Das Gebiet, welches hier besprochen wird, umfaßt die westlichen Ausläufer der Pojána-Ruszka zwischen Furdia und Szarazán, sowie jenen dreieckigen Ausschnitt des Hügellandes, der von den Flüssen Temes und Béga begrenzt wird. An dem Aufbaue der höchsten Rücken und Gipfel dieses Gebietes ist vorwiegend Phyllit beteiligt, und nur ganz untergeordnet wurde auch sericitischer Gneis und graphitischer Quarzitschiefer angetroffen. An zahlreichen Punkten dagegen finden sich Linsen kristallinischen Kalkes. Der Phyllit wird von zahlreichen, 0,5—8 m mächtigen Gängen eruptiver Gesteine durchsetzt, die im wesentlichen dioritporphyritischen Typus mit holokristallinischer Grundsubstanz zeigen. Im einzelnen

werden aber folgende Varietäten unterschieden: Kersantit, Biotit-Augit-Diorit-Porphyr, Quarz-Biotit-Augit-Diorit-Porphyr, Amphibol-Augit-Diorit-Porphyr, Amphibol-Diorit-Porphyr, Augit-Diorit und Augit-Diorit-Porphyr, Diabas und endlich Porphyrit. Die Wirkung dieser Gänge auf ihre Umgebung macht sich durch Marmorisierung der Kalke bemerkbar, sowie durch Bildung von Cornubianit (= Hornfels aut.), der dadurch erzeugt wurde und am Kontakt der Kalke durch Kristallisation des Quarzes und Biotits erhärtete, nachdem durch die „Nähe des Eruptivgesteines die Entstehung des Magnesiaglimmers durch den Magnesiagehalt des dolomitischen Kalkes wesentlich befördert wurde“.

Das Vorland des Gebirges besteht aus Tonen und Sanden der pontischen Stufe, deren Fossilien an mehreren Punkten gesammelt werden konnten und auf einen tieferen Horizont dieser Stufe schließen lassen. Bei Bottyínest liefert der Ton ein abbauwürdiges feuerfestes Material, während die stellenweise erschürften Lignitlager von nur geringer Mächtigkeit sind. Als diluviale Bildung legt sich darüber ein bohnerzführender Ton, dessen Entstehung aus pontischen Tonen und auf Kosten derselben nachgewiesen wurde.

L. Waagen.

P. Treitz: Über die agrogeologische Detailaufnahme im Jahre 1900. (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1900. Budapest 1902. 151—161.)

Vorliegender Artikel enthält nur in geringem Maße geologische Beobachtungen. Der Untergrund der Umgebung der Stadt Szabadszállás besteht aus sodahaltigem Schlammboden. Auf einem Teile desselben breitet sich ein alluviales Lößgebiet mit zahlreichen Soda-Teichen aus. Das Material dazu stammt aus den Schlammablagerungen im Inundationsgebiete der Donau. Auffallend sind die Lößdämme, welche sich längs der kleineren Gerinne hinziehen, und die zur Zeit der Trockenheit vom Winde aufgehäuft wurden. — Ein anderer Teil des Gebietes gehört dem diluvialen Flugsand-Plateau an, von welchem die eisenschüssigen Sande der Oberkrume besonders hervorzuheben sind.

In einem Schlußkapitel werden sodann die Schwankungen der Temperatur und Bodenfeuchtigkeit im Flugsande besprochen. L. Waagen.

H. Horusitzky: Agrogeologische Verhältnisse der Umgebung von Nagy-Surány. (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1900. Budapest 1902. 8^o. 162—173.)

Das aufgenommene Gebiet wird vom Nyitra-Flusse durchströmt. Als älteste Bildung trifft man hier Ablagerungen eines pontischen Sees an, und zwar sind dies Tone, Sande und Schotter. Darüber legt sich eine Decke rotbraunen Tones, der infolge der auftretenden Mergelkonkretionen und der feingeschichteten Glimmerschüppchen sich innig an pontische Bildungen anschließt. Nach Ansicht des Autors handelt es sich hier auch um das durch Oxydation und Auslaugung entstandene Verwitterungsprodukt des pontischen Mergeltones, und wird daher als pliocänen oder jung-

pontischen Alters betrachtet. Dem diluvialen Löß sieht man nur untergeordnet Sand und Schotter eingelagert. Der Sand ist fluviatilen Ursprungs und wird auf Überflutungen des Nyitra-Flusses in der Diluvialzeit zurückgeführt. Durch diese Einwirkung des Wassers entstand eine tonigere Abart des Löß, und man findet darin Landschnecken mit Süßwasserschnecken gemengt. Von Alluvialbildungen werden nur die Sandanhäufungen des Zezinka-(Celenka-)Baches hervorgehoben, welche auch eine reichere Schneckenfauna bergen. Schließlich finden wir noch eine Einteilung der Bodenarten nach der Methode FALLON-GIRARD, kombiniert mit der THAER-SCHÜBLER'schen Methode, sowie die Mitteilung von einigen Bodenanalysen.

L. Waagen.

E. Timkó: Agrogeologische Verhältnisse der Gemarkung von Udvard, Perbete, Bagota, Imely, Naszvad, Bajcs (Komitat Komárom) und der Umgebung der Stadt Érsekújvár (Komitat Nyitra). (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1900. Budapest 1902. 8^o. 174—183.)

Die ältesten Ablagerungen im kartierten Gebiete bilden die groben Sande und lockeren Sandsteine der pontischen Stufe, die jedoch nirgends Fossilien ergaben. Die diluvialen Bildungen werden von rotem Ton, Süßwasserkalk, Löß und Sand vertreten. Letzterer, ein äolischer, grober, roter Sand, besitzt die größte Mächtigkeit, bildet die Terrasse zwischen Udvard, Perbete, Bajcs und Bagota und wurde von SO.-Winden zusammengetragen. Die Alluvialbildungen gehören im wesentlichen den Inundationsgebieten der beiden Hauptflüsse Zsitva und Nyitra an, von welchen ersterer Schottermassen und groben Sand ablagert, während die Nyitra, wenigstens unterhalb Érsekújvár, nur umgeschwemmtes Lößmaterial führt.

Die größte Variabilität der Bodentypen wird in den Alluvialgebieten angetroffen, wo besonders häufig sodahaltiger, sandiger Ton auftritt.

L. Waagen.

C. Reid: The geology and the country around Southampton. With contributions by W. WHITAKER. (Mem. geol. Surv. London 1902. 70 p.)

Auf dem Blatt 3157 des Geologischen Atlases, auf dem Southampton gelegen ist, treten Senon, Eocän in reicher Gliederung und Fossilführung, sowie Oligocän zutage. Nach ihrer Ablagerung wurden diese Formationen gefaltet; unter den Mulden ist die wichtigste das Hampshire-Becken, dessen Nordflügel durch die Kreide am Nordrande des Distrikts, dessen Südflügel durch den korrespondierenden zentralen Kreiderücken auf der Insel Wight gebildet wird. Dieses Becken ist jedoch nicht eine einfache Mulde, sondern wird von mehreren schwächeren Aufwölbungen durchzogen, unter denen der Portsdownsattel als ein schmaler langer Kreiderücken hervortritt, der mit den wichtigsten Schutz für Portsmouth bildet. Alsdann folgte eine lange Zeit der Erosion und Abtragung. Außer pleistocänen Kiesen, in denen

paläolithische Feuersteine gefunden sind, tritt noch Alluvium auf. Zum Schluß werden die Baumaterialien und Wasserführung, sowie die in dem Gebiete ausgeführten Bohrungen besprochen. **Joh. Böhm.**

Amadeus W. Grabau: Guide to the geology and palaeontology of Niagara Falls and vicinity. (Bull. of the New York State Museum. No. 54. 9. Albany 1901, und Bull. Buffalo Soc. Nat. Hist. 1901. 284.) [Erst sehr verspätet zugegangen.]

Das mit zahlreichen Landschaftsbildern und Textfiguren ausgestattete und von einer schönen geologischen Karte im Maßstabe von 1 : 62 500 begleitete Buch hatte ursprünglich die Bestimmung, den Besuchern der pan-amerikanischen Ausstellung zu Buffalo im Jahre 1901 bei ihren Ausflügen nach den benachbarten Niagara-Fällen als Wegweiser zu dienen; es wird aber zweifellos auch weiterhin für viele unter den Tausenden, die alljährlich die weltberühmten Fälle aufsuchen, ein sehr willkommenes Hilfsmittel zur näheren Einführung in jenes für jeden Naturfreund so hoch interessante und für den Geologen seit langer Zeit klassische Gebiet bilden.

Das fast 300 Seiten umfassende Werk beginnt mit einer Einleitung, in der die sehr wechselnde Ansicht der Fälle von verschiedenen Seiten her, insbesondere von dem östlichen oder New Yorker (dem „amerikanischen“) und dem westlichen oder canadischen Ufer aus, sowie die allgemeine Zusammensetzung der an den Fällen und in ihrer weiteren Umgebung entwickelten paläozoischen Gesteine besprochen werden. Weitere Bemerkungen betreffen die teils nach eigenen Begehungen, besonders aber nach den Aufnahmen von KARL GILBERT entworfene geologische Karte. Den diesen Abschnitt schließenden „statistischen Angaben“ entnehmen wir, daß die Höhe der amerikanischen Fälle am 4. Oktober 1842 167,7, die der Horseshoe-Fälle 158,5 feet betrug; der gesammte Rückschritt der amerikanischen Fälle zwischen 1842 und 1890 30,75, der der Horseshoe-Fälle 104,51 feet; die Wassertiefe gleich unter den Fällen 150—200 feet; in der Talschlucht weiter abwärts bis zum Whirlpool 160—190, in diesem 150, weiter unterhalb 35—70 feet.

Von den nun folgenden beiden ersten Kapiteln enthält das erste die Geographie des Niagara-Gebietes, das zweite die Bildungsgeschichte des Niagara-Flusses. Die schwierigen hier behandelten Fragen, die z. T. weit auseinandergelassenen Vorstellungen der verschiedenen Forscher, die sich mit der Vorgeschichte des Niagara beschäftigt haben, lassen sich ohne Zuhilfenahme von Kartenskizzen kurz schwer wiedergeben. Wir heben nur heraus, daß nach Meinung der meisten amerikanischen Geographen und Geologen vor der Eiszeit während langer Zeiträume die allgemeine Bodenabdachung und Entwässerung des Landes im Niagara-Gebiete nicht wie heute nach NO., sondern nach SW., vom canadischen Flachlande über den heutigen Huron-See nach dem Mississippi zu gerichtet gewesen wäre. Aus dem ebenfalls gegen S. abfließenden präglazialen Genesee-Flusse entwickelte sich allmählich das Ontario-Tal,

welches später durch Glazialerosion zum heutigen Ontario-Becken umgestaltet wurde. Während der Eiszeit soll dann der vor deren Beginn um 2000—5000' höher liegende Nordosten von Nordamerika allmählich gesunken sein und zugleich eine nach N. gerichtete Neigung angenommen haben. Beim Rückzuge der Eismassen hätten sich weiter die Schmelzwässer vor dem Eisrande zu gewaltigen Seen angestaut. So bildete sich zuerst der „Warren-See“, dann der sich ungefähr mit dem jetzigen Ontario-See deckende, aber erheblich größere „Iroquois-See“ und andere, die ihre Gestalt und Entwässerungsrichtung in dem Maße, als die Eismassen mehr und mehr zurückwichen, mehrfach geändert haben. Erst als die Wässer des Iroquois unter das Niveau des Absturzes gesunken waren, mit dem das silurische Kalkplateau des Niagara-Gebietes bei Lewiston zur Niederung des Ontario-Beckens abfällt, konnte sich der Niagara-Fluß bilden. Er stürzte anfänglich nur in einem kleinen Wasserfall über den Absturz fort; in dem Maße aber, als der Spiegel des Ontario sank, gewann er an Höhe und erlangte endlich die Kraft, allmählich die lange, tiefe, von Lewiston bis zu den jetzigen Fällen reichende Talschlucht auszufurchen.

Die merkwürdigste Stelle des Niagara-Tales bildet der sogen. Whirlpool, wo der Fluß aus der NW.-Richtung plötzlich unter rechtem Winkel nach NO. abbiegt. Es stößt hier ein alter, prä- oder interglazialer, während der Eiszeit völlig mit Schutt ausgefüllter Flußkanal mit dem Niagara-Tale zusammen. Die Rolle dieses alten Kanals, der St. David's-Schlucht (die genau die Richtung des oberhalb des Whirlpool liegenden Stückes des Niagara fortsetzt) in der Geschichte des Niagara-Stromes ist noch unklar. Sehr auffällig ist die geringe Wassertiefe des Stromes unterhalb des Whirlpool (s. oben). Nach TAYLOR würde dies Talstück ein Werk postglazialer Erosion und in einer Zeit ausgewaschen sein, wo der Niagara infolge veränderter Entwässerung der ihn speisenden Seen nur $\frac{1}{8}$ seiner jetzigen Wasserfälle besaß.

Verf. geht auch auf die oft behandelte Frage nach der Schnelligkeit des Rückschritts des Niagara-Falles ein. Es ist sehr bemerkenswert, daß das Zurückweichen in der Zeit von 1875—1886 beim amerikanischen Fall nur 0,11, beim Horseshoe nur 1,86', von 1886—1890 aber beim ersten 1,65, beim zweiten 5,01' betrug. Dies mahnt jedenfalls zu großer Vorsicht bei Berechnung der Zeit, die zur Schaffung der Talschlucht von Lewiston bis zu den heutigen Fällen erforderlich gewesen ist. LYELL veranschlagte sie bekanntlich auf 36000 Jahre. SPENCER und TAYLOR nehmen 32000 bzw. 50000, HITCHCOCK 18918, Prof. WRIGHT endlich nur 10000 Jahre an. Verf. betrachtet die letztgenannte Zahl als Minimum und 50000 als Maximum.

Das dritte Kapitel behandelt die Stratigraphie des Niagara-Gebietes, die vom Oswego-Sandstein, dem untersten Gliede des Oswegan oder jüngsten Untersilurs, bis zum Manlius-Kalk, dem obersten Gliede der Cayuga-Gruppe des Obersilurs, reicht. Darüber würde das Devon folgen, welches im Niagara-Gebiete selbst nicht vertreten ist. Verf. teilt aber interessante, durch mehrere Skizzen veranschaulichte Beobachtungen über

die Erosionsdiskordanz mit, die bei Buffalo zwischen dem obersten Silur (Manlius) und tiefsten Devon (Onondaga-Kalk) wahrzunehmen ist.

Ein weiteres viertes Kapitel ist den Silurfossilien des Gebietes gewidmet. Man findet hier kurze Beschreibungen und ausgezeichnete Abbildungen aller wichtigeren schon bekannten Arten von Korallen, Bryozoen, Brachiopoden, Zweischalern, Schnecken, Cephalopoden, Trilobiten usw. der Niagara-Gegend, während neue Spezies nicht beschrieben werden.

Im fünften Kapitel wird von E. J. LETSON die bisher noch wenig bekannte Konchylienfauna der quartären Sande und Kiese des Niagara-Flusses behandelt. Den Schluß des Werkes endlich bildet eine Zusammenstellung der überaus umfangreichen, die Geologie des Niagara und der großen Seen betreffenden Literatur, ein Glossarium und alphabetisches Register.

Kayser.

J. E. Todd: Hydrographic history of South Dakota. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1902. 27—40. 1 Taf. 3 Fig.)

Man darf zwar annehmen, daß bereits zur Laramie-Zeit Süddakota von Flüssen entwässert wurde, die im allgemeinen einen nördlichen Lauf hatten. Das Flußsystem, auf welches das heutige zurückgeführt werden muß, legt sich aber sicher erst zur Pliocänzeit an, als der große See, der im Miocän die Black Hills im Osten begrenzte, verschwunden war.

Wie in der heutigen Hydrographie durchzogen auch im Pliocän zahlreiche aneinander parallele Flüsse Süddakota in der Richtung von West nach Ost. Ihre Gewässer wurden aber nicht wie heute vom Missouri gesammelt, sondern erst viel weiter im Osten von dem südströmenden Dakota. Eine ältere Vereisung, welche ihre Eismassen von Osten her bis an das Plateau du Coteau des Prairies vorschob und wahrscheinlich der Kansas-Epoche entsprach, rief keine wesentlichen Veränderungen in dem pliocänen Flußnetze hervor. Anders im späteren Diluvium. Das Eis der Wisconsin-Epoche drang von Nordosten her weit über den Dakota hinaus in die westöstlichen Täler (Cheyenne, Bad, White etc.) vor und staute hier zeitweilig gewaltige Seen auf, welche schließlich durch den sich damals erst bildenden Missouri verbunden und entwässert wurden.

E. Philippi.

J. Adams: Geology and water resources of the Patrick and Goshen Hole quadrangles, Wyoming-Nebraska. (U. S. Geol. Surv. water-supply and irrigation pap. No. 70. 1902. 50 p. 11 Taf. 4 Fig.)

Der hier unter sehr mannigfaltigen Gesichtspunkten beschriebene Landstrich liegt an der Grenze der Staaten Wyoming und Nebraska und gehört der Hochfläche der Great Plains an, die sich an den Ostabhang der Rocky Mountains anlegt und sanft zum Mississippi-Tale abfällt. Während

die Schichten am Rande der Rocky Mountains steil aufgerichtet sind, liegen sie hier bereits sehr flach.

Das älteste Formationsglied ist die Laramie-Kreide; sie besteht aus gelblichen und grünlichen Sanden, bunten Tonen und lokal aus bläulichen Kieselkalken; auch Kohle ist vorhanden, aber nicht in abbauwürdiger Menge. Von Fossilien wird nur *Ostrea glabra* erwähnt, die Bänke bildet. Die Laramie-Kreide gilt als eine Süßwasser- bis Brackwasserformation; nach ihrer Ablagerung scheinen gewisse Bewegungen in der Erdkruste vor sich gegangen zu sein, denn das Tertiär liegt diskordant auf der erodierten Oberfläche der Laramie-Schichten.

Das älteste Glied des Tertiärs ist die Csadron-Formation; im wesentlichen sandige graugrüne Tone mit dunkelroten und olivgrünen Bändern; in verschiedenen Horizonten trifft man grobe, kreuzgeschichtete Sandsteine. Darüber liegt die Brule-Formation, die sich fast ganz aus mächtigen hellrosa Tonen zusammensetzt. Im Gegensatz zu ihr besteht die nächstfolgende, die Arikaree-Formation, aus Sanden und Schottern, die sehr verschiedene Grade der Verfestigung zeigen. Das Tertiär schließt mit der Ogallala-Formation, kalkig-sandigen Schichten und Konglomeraten, in denen zuweilen kristalline Gerölle auftreten.

Über das Alter dieser einzelnen Tertiärstufen ist nichts gesagt und wohl auch nichts bekannt, da sie fossilieer zu sein scheinen. Im allgemeinen beobachtet man ein Übergreifen der jüngeren über die älteren Horizonte nach Westen hin.

In dem hier beschriebenen Landstriche werden mehr Verwitterungsprodukte erzeugt, als fortgeschafft; die Folge ist, daß an manchen Stellen sich mächtige Decken von meist humusreichen Tonen und Sanden ablagern. Ein Teil dieser Oberflächenbildungen ist präglazial, wie die Reste von Elefanten und ausgestorbenen Pferdearten beweisen. Eine Eigentümlichkeit sind Schotterterrassen, welche dadurch entstanden, daß flachgelagerte Konglomerate der Arikaree-Formation in situ verwitterten.

E. Philippi.

H. Hobbs: Former extent of the Newark system. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1902. 139—148. 5 Fig.)

Die amerikanischen Geologen haben bisher angenommen, daß das Newark System (in der Hauptsache Trias), das sich heute in einer Reihe von isolierten Fetzen längs der atlantischen Küste findet, bereits ursprünglich in getrennten Becken abgesetzt wurde. Nur RUSSELL sprach die Ansicht aus, daß die heutigen Verbreitungsbezirke lediglich von der Erosion verschonte Überreste einer großen, zusammenhängenden Decke darstellen. Dieser Ansicht tritt nun auch Verf. bei. Als besonders bedeutungsvoll gilt ihm die Beobachtung, daß die Grenzen der einzelnen Newark-Areale meist mit Verwerfungsspalten zusammenfallen.

E. Philippi.

F. H. Hatch: The oldest sedimentary rocks of the Transvaal. (Transact. Geol. Soc. S. Africa. 7. 1904. 147—150.)

Die Kette des Mont Maré südlich von Marabastad im nördlichen Transvaal wird von steil südfallenden metamorphen Gesteinen zusammengesetzt; am stärksten prägt sich der Metamorphismus in andalusit- und ottrelithführenden Knotenschiefern, Ottrelithschiefern, Phylliten und Hornblendeschiefern aus, schwächer in glimmerreichen Quarziten, gebänderten Eisenquarziten (Calico Rock der alten Bergleute) und Konglomeraten. Verf. glaubt in diesen Gesteinen die ältesten Sedimente Transvaals sehen zu dürfen; der „alte Granit“ wurde in sie intrudiert und ihre Zerstörung lieferte das Material für den Aufbau der Witwatersrand-Schichten des südlichen Transvaal. Diese ältesten Transvaal-Gesteine sind ident mit den Swazi-Schichten SCHENCK's.

[Auffallend bleibt immerhin die große petrographische Ähnlichkeit, welche diese Schichten mit denen des Witwatersrandes besitzen; besonders der „Calico Rock“ dürfte kaum von den „Hospital Hill Slates“ von Johannesburg zu unterscheiden sein. Wenn hier diese Schichten diskordant über sehr viel älterem Granit liegen, dort aber durch ihn metamorphosiert werden, so könnte dies auch dadurch zu erklären sein, daß der Granit im nördlichen Transvaal jünger ist als der im südlichen. Hervorzuheben ist, daß die Dinge am Mont Maré anscheinend ebenso liegen wie im südlichen Rhodesia; dort identifiziert man aber allgemein die metamorphe Sedimenthülle des intrusiven Granites mit den Witwatersrand-Schichten und bezeichnet besonders die goldführenden Konglomerate über dem Calico-Rock direkt als Banket.]

E. Philippi.

G. S. Corstophine: The geological relation of the old granite to the Witwatersrand series. (Transact. Geol. Soc. S. Africa. 7. 1904. 9—12. 2 Taf.)

Man hat bisher ziemlich allgemein den sogen. „alten Granit“ des südlichen Transvaal als eine Intrusion in den Schichten des Witwatersrandes aufgefaßt. Verf. zeigt nun an einem klaren Aufschlusse auf der Farm Uitkiek östlich von Heidelberg, daß die Quarzite an der Basis des Witwatersrand-Systems diskordant und ohne eine Spur von Kontaktwirkung der erodierten Oberfläche des Granits auflagern. Die kristallinen Schiefer, welche in der Nähe von Johannesburg dem Witwatersrand-System angehören und Veränderung durch die granitische Intrusion zeigen sollen, sind nichts anderes als durch Druck metamorphosierte Teile des Granits.

E. Philippi.

F. H. Hatch: The extension of the Witwatersrand beds eastwards under the dolomite and the Eccca Series of the Southern Transvaal. (Transact. Geol. Soc. S. Africa. 7. 1904. 57—69. 3 Taf.)

Im östlichen Teile der Witwatersrand-Mulde werden die goldführenden Konglomerate auf weite Strecken von der Dolomitformation (Malmani) oder den Eccla-Schichten der Karru-Formation, öfter auch von beiden zusammen überdeckt. Der Verlauf der goldreichen „Main Reef Series“ hat sich daher nur durch Tiefbohrungen feststellen lassen, welche zuerst auf der Farm Geduld, später auch auf Brakpan, Rietfontein (182), Holfontein, Cloverfield, Welgedacht, Grootolei, Palmietkuil und Daggafontein angestellt worden sind.

Die Witwatersrand-Schichten bilden eine flache Synklinale, deren Achse durch die Farm Grootvlei in NNO.-Richtung verläuft und in derselben Richtung ansteigt. Die Witwatersrand-Mulde, die im allgemeinen O.—W.-Richtung hat, hebt sich also an ihrem Ostende heraus und ihre Schichten haben daher hier ein umlaufendes Streichen. Diskordant auf der eingebneten Erosionsoberfläche der Witwatersrand-Gesteine, diese also in sehr verschiedenen Horizonten berührend, liegen in ganz flacher Lagerung und untereinander nur sehr schwach diskordant die Dolomitserie und die Karru-Formation.

Die Karru-Formation ist am Ost-„Rande“ durch ziemlich geringmächtige, aber konstant kohleführende Sandsteine und Schiefer der Eccla-Schichten repräsentiert; an ihrer Basis ist stets ein glaziales Dwyka-Konglomerat entwickelt, das allerdings in einzelnen Fällen nur 1' dick ist. In einem Bohrloche (Modderfontein 46) liegt ein Kohlenflöz zwischen zwei Lagen von Dwyka, die Kohle wäre also hier interglazial.

Unter den Karru-Schichten liegen die bekannten blaugrauen, kieselreichen (Malmani-)Dolomite mit einem schwarzen Quarzit an ihrer Basis, der eine sehr spärliche Vertretung des Black Reef darstellt. Sehr beachtenswert ist das Auftreten von mehreren intrusiven „Syenit“-Lagern im Dolomit. Ihre Zahl schwankt zwischen 1 und 5 in den einzelnen Bohrlochern, die Mächtigkeit des einzelnen Lagers zwischen 10 und 125'. In der holokristallinen Masse walten Feldspäte, Orthoklase wie Plagioklase weitaus vor; daneben sind weiße und braungrüne Glimmerarten und deren Zersetzungsprodukte vertreten. Quarz kommt spärlich als Ausfüllung der Zwischenräume zwischen den Feldspäten vor. Mit seinem geringen Kieselsäuregehalt (54%) und der starken Beteiligung der Plagioklase nähert sich das Gestein den Dioriten. Andererseits steht aber dieser „Syenit“ auch den roten Buschfeld-Graniten des mittleren Transvaal nahe und läßt einen Zusammenhang mit diesen vermuten. Im Kontakt zeigt sich der Dolomit stets marmorisiert. Die Gesamtmächtigkeit der Dolomit Series beträgt etwas über 1000'.

Die oberen Witwatersrand-Schichten bestehen wie bei Johannesburg aus Quarziten, quarzitischen Konglomeraten und Schiefen. Als konstante Einlagerung erscheint eine bis 159' mächtige, stark verwitterte Diabasdecke. Von ökonomischer Bedeutung ist nur eine einzige, ziemlich geringmächtige Konglomeratbank an der Basis der oberen Witwatersrand-Schichten; dieses van Ryn Reef des Ostrandes stellt nach Verf. ein Äquivalent des Main Reef bei Johannesburg dar und ist mit dem Nigél-Flöz im Hei-

delberg-Distrikt ident. Die Mächtigkeit der oberen Witwatersrand-Schichten beträgt im Maximum 3150', sie reduziert sich nach Osten besonders dadurch, daß die unteren Horizonte schwächer werden.

Die unteren Witwatersrand-Schichten sind in einer Mächtigkeit von 2200' erhöht worden; sie bestehen aus wechsellagernden Schichten von hellem Quarzit und dunklem Schiefer, zwischen denen stark zersetzte Diabasdecken auftreten. Eisenquarzite, die bei Johannesburg ein so auffallendes Formationsglied bilden, scheinen zu fehlen.

Abgesehen von den Diabasen der Witwatersrand-Schichten, die wahrscheinlich Deckenergüsse darstellen und sämtlich sehr stark zersetzt sind, gibt es eine Reihe von sehr frischen intrusiven Diabasen, die in Gängen und Lagern auftraten. Sie finden sich in allen Formationen des östlichen Witwatersrandes, in besonderer Mächtigkeit aber an der Basis der Eccaschichten. U. d. M. erkennt man ein ophitisches Gemenge von leistenförmigen Plagioklasen und braunen Augiten. Ilmenit und sein bezeichnendes Zersetzungsprodukt Leukoxen sind stets, Olivin nur bisweilen vertreten. Die Diabase (Dolerit des Autors) sind grobkristallin in ihren mittleren Teilen, an den Rändern feinkörnig, dicht und sogar zuweilen tachylithisch. Im Kontakt ist das Nachbargestein meist umgewandelt, besonders stark der Dolomit, der in einem Falle in einen bunten Serpentin übergeführt worden ist.

E. Philippi.

Stratigraphie.

Silurische Formation.

Johan Kiaer: Kalstad Kalken. (Norsk geologisk tidsskrift. 1. No. 3. 1905.)

Eine erneute Durchsicht der zumeist aus Korallen bestehenden Versteinerungen des Kalks von Kalstad in Örkedal unweit Trondhjem ergab, daß dieser Kalk nicht, wie man bisher annahm, dem Obersilur, sondern der jüngsten Stufe des Untersilurs angehört und der Etage 5b des Silurs im Kristianiagebiet gleichsteht. Auch die versteinерungsführenden Kalke von Hoiland haben nach dem Verf. das gleiche Alter. Kayser.

G. Holm und H. Munthe: Kinnekulle, dess geologi och den tekniska användningen af dess bergarter. (Afhandl. Sver. geol. undersökning. No. 172. Stockholm 1901. 1—144. 74 Textfig. u. 5 Taf.)

Die Abhandlung stellt eine schön ausgestattete Monographie des berühmten Berges dar, der auf der Ostseite des Wenersees bastionförmig aus flachem Gelände aufsteigend, eine Länge von 14 km und eine Breite von 7 km besitzt und sich mit seinem Gipfel 262,8 m über den Wenersee und 306,9 m über den Meeresspiegel erhebt.

Der erste, umfangreichste und für uns wichtigste Abschnitt stammt aus der Feder von G. HOLM und behandelt die älteren, den Körper der Kinnekulle zusammensetzenden Gesteine. Zur Erläuterung dient eine schöne farbige geologische Karte im Maßstab 1 : 40000. Folgende Glieder nehmen am Aufbau des Berges teil:

Ober- silur	{	9. Oberer Graptolithenschiefer	{ b) <i>Retiolites</i> -Schiefer } { a) <i>Rastrites</i> -Schiefer }	56 m	
		8. Brachiopodenschiefer	Brachiopodenschiefer.	5 "	
Untersilur	{	7. <i>Trinucleus</i> -Schiefer	<i>Trinucleus</i> -Schiefer.	30 "	
		6. <i>Chasmops</i> -Kalk	<i>Chasmops</i> -Kalk.	10 "	
		5. Orthocerenkalk	}	c) Lituitenkalk	über 50 "
				b) Vaginatenkalk	
		a) <i>Limbata</i> -Kalk			
		4. Unterer Graptolithenschiefer	<i>Phyllograptus</i> -Schiefer.	10 "	
		3. <i>Ceratopyge</i> -Kalk	<i>Ceratopyge</i> -Kalk.	2 "	
Cam- brium	{	2. Alaunschiefer	b) <i>Olenus</i> -Schiefer } a) Paradoxidenschiefer }	22 "	
			1. Sandstein		b) <i>Lingula</i> -Sandstein } a) <i>Mickwitzia</i> -Sandstein }

Unterlagert wird die ganze Schichtenfolge durch Gneis, während eine 30 m mächtige Diabasdecke die Krönung des Berges bildet.

Die petrographische und chemische Beschaffenheit und der Fossilinhalt sämtlicher genannten Schichtenglieder werden eingehend behandelt und besonders gute Aufschlüsse sowie alle wichtigeren Versteinerungen in trefflichen Textfiguren abgebildet.

Der zweite, ebenfalls von HOLM verfaßte Abschnitt der Abhandlung ist der technischen Verwertung der Gesteine der Kinnekulle gewidmet, die teils zur Darstellung von gebranntem Kalk und Cäment, teils als Bau- und Bruchsteine verwendet werden.

Der letzte, von MUNTHE geschriebene Abschnitt endlich behandelt verhältnismäßig kurz die quartären Ablagerungen der Kinnekulle und ihrer nächsten Umgebung. Es werden hier zuerst die Moränen, Blocklehme und sonstigen Ablagerungen der Eiszeit, dann die bis zu 127 m Seehöhe aufsteigenden Absätze des spätglazialen *Yoldia*-Meeres, zuletzt die Torf- und Dammerbildungen besprochen. Als Erläuterung dient auch hier eine farbige Karte in 1 : 40000. Kaysers.

Devonische Formation.

J. Jahn: Über die Etage H im mittelböhmischem Devon. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1903. 73—79.)

Die Etage H, das jüngste Glied der älteren paläozoischen Schichtenfolge Böhmens, ist von BARRANDE in 3 Abteilungen zerlegt worden:

1. h₁ — KREJČI'S Schiefer von Srbsko —, 20—60 m mächtige, hell- bis dunkelgraue Tonschiefer, zu unterst mit einigen Kalkbänken, darüber

mit Quarziteinlagerungen. In den alleruntersten Lagen eine reiche Flora und Fauna.

2. h_2 — KREJČI's Schiefer von Holín —, 150—250 m festere Tonschiefer mit Quarziteinschlüssen. Kriechspuren, Trocknungsrisse, Rippelmarken, aber keine Versteinerungen.

3. h_3 — KREJČI's Schiefer von Hostim —, 20—40 m weiche, bröckelige, fossilfreie Tonschiefer.

Vom Verf. vorgenommene nachhaltige Petrefaktengrabungen bei Srbsko und Hostim haben eine große Masse pflanzlicher und tierischer Fossilien zutage gefördert, deren erste von POTONÍČEK, die letzten von E. HOLZAPFEL untersucht und bestimmt worden sind.

Die Flora besteht nicht, wie STUR wollte, aus Algen, sondern durchgängig aus Landpflanzen von meist recht mäßiger Erhaltung. Sie setzt sich aus Farnen, Lepidophyten (vielleicht Bothrodendraceen), Ginkgoaceen (*Barrandina*) und Koniferen (*Psilophyton*) zusammen. Bemerkenswert ist das Vorhandensein von *Asterocalamites scrobiculatus* = *Calamites transitionis*, dem bekannten Leitfossil des Culm.

Die Fauna besteht besonders aus Goniatiten, Zweischalern und Trilobiten. Unter den ersten sind am häufigsten solche aus dem Formenkreise des *Aphyllites inconstans* PHILL. Daneben treten Arten von *Anarcestes* (*Karpinskyi* HOLZ.), wahrscheinlich auch *Tornoceras simplex* und *Maeneceras terebratum* auf. Sie sprechen ebenso für die Zugehörigkeit der Stufe H zu den Stringocephalenschichten, wie mehrere Arten von *Chaenocardiola*, *Buchiola* (*aquarum* BEUSH.?) und *Posidonia hians* WALDSCHM., von denen bekanntlich die beiden letztgenannten Leitformen der (an der Basis der Stringocephalenschichten liegenden) Oderhäuser Kalke des Kellerwaldes und Dillgebietes sind. Die Trilobiten — außer *Arethusina inexpectata* BARR., *Phacops cf. breviceps* — sprechen nicht gegen diese Altersbestimmung, so daß die Zugehörigkeit des unteren, allein fossilführenden Teils der Etage H zum unteren Horizonte der Stringocephalenschichten jetzt nicht mehr zweifelhaft sein kann. Die darüberfolgenden, 300 m mächtigen, fossilieren Schiefer aber müssen den oberen Stringocephalenschichten entsprechen, während das Oberdevon in Böhmen keine Vertretung besitzt. Kayser.

R. Keyes: Devonian interval in Missouri. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1902. 267—292. 1 Taf.)

Das Silur endigt im Staate Missouri überall mit dem sogen. „Niagara“-Dolomit; einen ebenso konstanten Horizont stellt der Chouteau-Kalk dar, mit dem das Carbon beginnt. Zwischen beide schalten sich Bildungen von sehr wechselnder Zusammensetzung und Mächtigkeit ein, welche das Devon repräsentieren.

Im nördlichen Iowa sind die Schichten, die den Zwischenraum zwischen Silur und Carbon ausfüllen, ungefähr 450' mächtig, sie reduzieren sich im nördlichen Missouri auf 150' und keilen weiter im Süden ganz aus,

um im nördlichen Arkansas wieder in einer Mächtigkeit von 100' aufzutreten. Im nördlichen Missouri ist das wesentlichste Glied ein oberdevonischer Schiefer, welcher die bis zu 50' mächtige Linse von Louisiana-Kalk einschließt.

Von Interesse ist die Feststellung, daß die Kinderhook-Fauna von MEEK und WORTHEN zwei verschiedenen Horizonten angehört. Ein Teil ist auf den Chouteau-Kalk beschränkt, der sicher die Basis des Unter-carbons bildet. Ein anderer Teil liegt in einem zweifellos oberdevonischen Schiefer, demselben, der die Linse des Louisiana-Kalkes enthält. Die Devon- und Carbonfaunen mischen sich nicht an der Grenze; beide scheinen unter sehr verschiedenen biologischen Bedingungen gelebt zu haben. Auch liegt vermutlich das Carbon diskordant auf dem Devon. E. Philippi.

A. W. Rogers: The glacial conglomerate in the Table Mountain series near Clanwilliam. (Transact. South Africa Philos. Soc. 16. 1904. 1—8. 2 Fig. 1 Karte.)

Im Jahre 1900 machte Verf. die überraschende Mitteilung, daß sich im Tafelberg-Sandstein des Packhuis-Passes bei Clanwilliam ein Konglomerat von glazialem Habitus gefunden habe. Schon damals schien es festzustehen, daß es sich nicht etwa um einen versprengten Rest von Dwyka-Konglomerat handelte, wiewohl seine genauere stratigraphische Stellung im Tafelberg-Sandstein noch nicht bekannt war. Verf. hat nun seine Untersuchungen am Westabhange der Cederberge wieder aufgenommen und dabei das fragliche Konglomerat in einer Längserstreckung von 23 engl. Meilen untersucht.

Der Tafelberg-Sandstein besteht in der südlichen Kapkolonie aus grobkörnigen, zuweilen konglomeratischen Sandsteinen, denen gelegentlich Tonschieferhorizonte eingeschaltet sind; beide Gesteinstypen stehen zueinander im Verhältnis 12:1. Das Packhuis-Konglomerat, das eine durchschnittliche Mächtigkeit von 100' besitzt, liegt nun an der Basis eines solchen im ganzen 300' mächtigen Schieferbandes, das dem oberen Teile des Tafelberg-Sandsteins eingelagert ist.

Eine gewisse Ähnlichkeit zwischen Packhuis- und Dwyka-Konglomerat ist nicht zu verkennen; andererseits sind doch wichtige Unterschiede zu konstatieren. Während das Dwyka-Konglomerat in seinem gesamten Habitus über weite Strecken sehr konstant ist, wechselt die Beschaffenheit des Packhuis-Konglomerates rasch. In jenem sind die Gerölle viel mannigfaltiger als in diesem; Quarze, Quarzite und Sandsteine herrschen hier vor, Massengesteine treten zurück. Die meisten Gerölle des Packhuis-Konglomerates sind wohlgerundet, kantengerundete in der Minderzahl; Schrammen kommen aber auf beiden Typen vor.

Verf. meint, daß die sandigen Horizonte des Tafelberg-Sandsteins fluviatiler Entstehung sind. Zeitweilig bildete sich jedoch ein See und in diesem kamen die Gerölle des Packhuis-Konglomerates zum Absatz, die von treibendem Eis verfrachtet wurden.

[Ref. möchte sein Mißtrauen gegenüber dem glazialen Ursprung des Packhuis-Konglomerates nicht verhehlen. Auffallend ist, daß seine Matrix öfters rot ist und daß diese Färbung primär zu sein scheint; meines Wissens ist eine rote Farbe bei Glazialablagerungen noch nicht beobachtet worden. Sonderbar ist auch das Vorherrschen gerundeter Geschiebe. Da die Packhuis-Geschiebe vielfach von Clivage-Flächen durchsetzt werden, so liegt es nahe, auch die scheinbaren Gletscherschrammen auf mechanische Insulte zurückzuführen, die nach der Ablagerung erfolgten. Jedenfalls wird es noch weiterer Arbeit bedürfen, um den jetzt noch sehr berechtigten Zweifeln erfolgreich zu begegnen.]

E. Philippi.

Carbonische Formation.

K. A. Weithofer: Geologische Skizze des Kladno-Rakonitzer Kohlenbeckens. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1902. 399—420.)

Für das Kladnoer Steinkohlenbecken gelang es dem Verf., die gleiche Schichtfolge festzustellen, wie sie von demselben in dem Pilsener Becken vorgefunden wurden. Und zwar sind diese gemeinsamen Schichten, von unten gegen oben aufgezählt, die folgenden:

1. Schichtengruppe der grauen Sandsteine oder Kladno-Pilsener Schichten.
2. Schichtengruppe der unteren roten Schiefertone oder Teinitzler Schichten.
3. Schichtengruppe der dunkelgrauen Schiefertone oder Schlaner Schichten.
4. Schichtengruppe der oberen roten Schiefertone oder Lihner Schichten.

Die Anordnung dieser Schichten im Kladno-Rakonitzer Kohlenbecken ist eine derartige, daß man vom Rande sich gegen das Innere der Mulde bewegend, stets jüngere Ablagerungen antrifft. Die hauptsächliche Flözführung ist an die Schichtgruppe der grauen Sandsteine, sowie an jene der dunkelgrauen Schiefertone gebunden. Ein Vergleich mit den benachbarten carbonen Kohlenbecken von Budweis in Südböhmen, Rossitz in Mähren, Erbdorf in der Oberpfalz, Stockheim in Oberfranken und Wettin in der Provinz Sachsen ergab folgende Parallelisierungen:

1. Schichtgruppe der grauen Sandsteine oder Kladno-Pilsener Schichten: = Schatzlarer und Schwadowitzer Schichten = Saarbrückner Schichten und untere Ottweiler Schichten WEISS' (Leaia-Stufe GÜMBEL's) = Grillenberger Schichten der Provinz Sachsen = „Carbonschichten“ und „Überkohlengebirgsschichten“ GÜMBEL's bei Erbdorf.

2. Schichtgruppe der unteren roten Schiefertone oder Teinitzler Schichten: = Hexensteinarkosen = mittlere Ottweiler Schichten WEISS' (Potsberg-Stufe GÜMBEL's) = Mansfelder Schichten der Provinz Sachsen = Schichtgruppe 9 GÜMBEL's bei Erbdorf.

3. Schichtgruppe der dunkelgrauen Schiefertone oder Schlaner Schichten: = Radowentzer Schichten = obere Ottweiler Schichten WEISS' (Brei-

tenbacher Stufe GÜMBEL's) = Wettiner Schichten der Provinz Sachsen = „Hauptbrandschiefer und graugrüne Sandsteinschichten“ GÜMBEL's bei Erbendorf = Rossitzer Schichten.

4. Schichtengruppe der oberen roten Schiefertone oder Lihner Schichten: = Braunauer Schichten des niederschlesisch-böhmischen Beckens = Cuseler Schichten des Saarbeckens = „Hauptrotliegendes“ GÜMBEL's bei Erbendorf.

Es ergibt sich daraus, daß einerseits das Perm direkt über den Flözen der zweiten Gruppe, Schlaner Schichten, beginnt, und andererseits, daß zwischen der Entwicklung all dieser Steinkohlenablagerungen eine große Analogie besteht, welche WEITHOFER folgendermaßen zusammenfaßt:

„Eine Periode großen Kohlenreichtums in den tiefsten Partien der grauen Sandsteine (Flöze von Kladno, Pilsen, Schatzlar, Xaveristollen und Zdarek, in der Nähe von Schwadowitz, Saarbrücken; bei Erbendorf flözleer), die Serie der letzteren, die nur sehr vereinzelt in ihrer Hangendpartie wieder flözführend wird (Schwadowitzer Schichten, untere Ottweiler Schichten, Grillenberger Schichten flözfrei), dann wieder eine äußerst sterile Zeit mit vorwiegenden Ablagerungen von Sand, Arkosen und roten Schiefeln (untere Gruppe der roten Schiefer = Teinitzler Schichten, mittlere Ottweiler Schichten, Mansfelder Schichten, Hexensteinarkosen, unterer roter Schiefer von Erbendorf, untere Abteilung von Budweis). Nach dieser stellt sich wieder eine Periode lebhafterer Bildung von Flözen und dunklen Schiefeln ein, wenn auch erstere im Verhältnis zu dem Vorkommen in den grauen Sanden nur von untergeordneter Bedeutung sind (Schichtengruppe der grauen Schiefer = Schlaner Schichten mit Hangendflözzug, Radowentzer Schichten mit schwachen Flözen, ebenso wie die oberen Ottweiler Schichten, lebhafterer Abbau in den Wettiner Schichten, ferner bei Stockheim und Rossitz, mittlere Abteilung [nach STRASKY] bei Budweis, Brandschiefer-schichten von Erbendorf), worauf endlich das eigentliche Rotliegende mit vorwiegend roten Sandsteinen und Schiefeln folgt (Schichtengruppe der oberen roten Schiefer = Lihner Schichten Innerböhmens, Braunauer Schichten, obere Abteilung bei Budweis, Hauptrotliegendes bei Erbendorf, rote Schichten über den Flözen bei Stockheim und Rossitz, Cuseler Schichten bei Saarbrücken und Wettin).“

Zum Schlusse wendet sich der Autor den Fragen zu, welche sich mit den Vorgängen außerhalb und zwischen den flözbildenden Perioden beschäftigt, und es wird der Versuch unternommen, abweichend von den landläufigen Ansichten über das Klima der Carbonzeit, die Ablagerung der meisten besprochenen Sedimente auf Wüstenbildung im Sinne WALTER's zurückzuführen. Als Beweis erscheinen dem Verf. dabei die Arkosen, welche aus durch Insolation zerfallenen Graniten entstanden gedacht wurden, deren Glimmer aber vom Winde weggefegt und in die randlichen Steppen getragen wurde, deren Sedimente in den Schiefertönen erhalten wurden. Als weiterer Beweis wird auch der Mangel an Resten von Wassertieren, dagegen aber das häufige Auftreten versteinerter Wälder und die charakteristische Rotfärbung der Ablagerungen angeführt.

„Allerdings dürfte dabei anzunehmen sein, daß der Wüstencharakter der damaligen Zeit noch nicht so weit vorgeschritten war, daß das Klima dem etwa von transkaspischen Sandsteppen gleichkam, daß damit, besonders im Beginn zur Zeit der Liegendflözbildung, Zeitperioden reichlicher Feuchtigkeit wechselten, die weite Sumpf- und Seebecken zuließen, in denen sich die Flöze und ihre sie begleitenden Schiefer bildeten, zusamt ihrer reichen Flora und ihrem Tierleben im Wasser und zu Lande, Zeitperioden, die später aber immer seltener, räumlich und zeitlich immer beschränkter wurden, immer mehr den Perioden von Steppen-, selbst Wüstencharakter Platz machten.“

L. Waagen.

J. C. White: Geological horizon of the Kanahwa black flint. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1902. 119—126.)

In den Kohlenfeldern von West-Virginia bildet eine schwarze Hornsteinschicht einen wichtigen, sehr konstanten und leicht erkennbaren Leit-horizont. Sie war bereits ROGERS, einem der Begründer der nordamerikanischen Geologie, im Jahre 1839 bekannt, der sie zur Grenzschicht zwischen seiner „Upper and Lower Coal Series“ machte. Der gleichen Ansicht ist Verf., der die Hornsteinschicht an die Basis der Conemaugh und über die obere Freeport-Kohle der Allegheny-Formation stellt. In dem vorliegenden Artikel verteidigt er seine Auffassung speziell gegenüber von DAVID WHITE, der aus paläobotanischen Gründen den fraglichen Horizont an die Basis der Allegheny-Formation versetzte.

E. Philippi.

Juraformation.

W. Wunstorf: Transgression im oberen Jura am östlichen Deister. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 23. 1902. 272. Erschienen 1905.)

Am östlichen Deister ist die Kimmeridgegruppe und vielleicht auch ein Teil des Portland durch Geröllschichten vertreten, welche auf Bewegungen der Erdrinde und Strandverschiebungen schließen lassen. Die Geröllschichten bestehen aus grünlichen bis weißlichgrauen, tonigen Mergeln, welche Kalkgeschiebe von Erbsen- bis Faustgröße und an der Basis auch abgerollte Fossilien des Korallenooliths enthalten. Verf. betrachtet diese bemerkenswerte Bildung als ein Abrasionsprodukt und erblickt hierin ein Anzeichen jener wiederholten Bewegungen, die später in den Transgressionen des Neocoms, Cenomans und Senons zum Ausdruck kommen. V. Uhlig.

H. Schardt: Der Parallelismus der Stufen des Doggers im zentralen und im südlichen Juragebirge. (Eclogae geologicae Helvetiae. 8. No. 4. 1905.)

Der im westlichen und nördlichen Jura fast ganz kalkig entwickelte obere Dogger erfährt gegen Süden eine „Verschlammung“ oder Auflösung in Mergelfazies. In der westlichen Kette des Neuenburger Jura ist der obere Dogger noch vorwiegend kalkig (Echinodermen- oder Oolithenkalk). Zwischen der mächtig entwickelten Dalle nacrée (Crinoiden- und Spatkalk des Calloviens) und der sogen. Grande Oolite schaltet sich eine etwa 20 m mächtige, graue Mergelschicht ein; die Kalkmasse des Hauptooliths ist durch eine wenig mächtige Mergelschicht mit *Parkinsonia Parkinsoni* in zwei Abteilungen, den oberen und unteren Hauptroggenstein, getrennt. Gegen Süden und Südosten wird der untere Teil des oberen Hauptooliths durch eine Mergelzone vertreten (Kette des Mont d'Amin—M. Racine). Noch südlicher, bei Noiraigue, verdrängt die Schlammfazies den oberen Hauptoolith vollständig, so daß zwischen Dalle nacrée und Calcaire roux ein einziger, mehr als 70 m mächtiger Mergelkomplex, die Marnes de Furcil, zu liegen kommt. Hier ist also kein Hauptoolith mehr vorhanden, vom Callovien (Dalle nacrée) bis zur *Acuminata*-Zone (Calcaire roux) ist alles Mergelfazies. Der unter dem Calcaire roux liegende sogen. Hauptoolith ist in Wirklichkeit nur der untere Hauptoolith (Oolite subcompacte THURMANN'S).

Noch mehr nach Südwesten finden wir in der Chasseron—Mont Suchet-Kette dieselbe Entwicklung der Mergelfazies von der Dalle nacrée an bis zum unteren Hauptoolith. Aber auch nach oben greift die Mergelfazies über, so daß auch die Dalle nacrée reduziert wird. Die sogen. Marnes de Furcil entsprechen hier in ihrem obersten Teile dem tiefsten Callovien. Im Gebiet der Faucille endlich ist die Dalle nacrée nur noch spurenweise angedeutet und am Rhonedurchbruch bei Fort de l'Ecluse und bei Entremonts fehlt sie vollständig. Hier ist vom Argovien an bis zum Bajocien der ganze obere und mittlere Dogger durch Mergelfazies vertreten.

Diese sehr interessanten Faziesverhältnisse sind in einer großen Tabelle graphisch dargestellt.

ROLLIER rechnete die mächtigen Mergellager der Marnes de Furcil mit Parkinsonien zum Callovien, die Arbeit SCHARDT'S richtete sich gegen diese Anschauung, die ROLLIER zugunsten der SCHARDT'Schen Auffassung, wie einer Nachschrift zu dieser Arbeit zu entnehmen ist, bereits verlassen hat.

V. Uhlig.

Lothar Krumbeck: Die Brachiopoden- und Molluskenfauna des Glandarienkalkes. (Beitr. z. Pal. u. Geol. Österreich-Ungarns. 16. Wien 1905. 65—162. Mit 7 Taf.)

Die vorliegende Arbeit bildet die Fortsetzung der im XV. Bande der Beiträge erschienenen Veröffentlichung von J. FELIX über die Anthozoenfauna des Glandarienkalkes. Hier handelt es sich um die Brachiopoden und Mollusken, die auf Grund von Materialien bearbeitet sind, die hauptsächlich von Prof. ZUMOFFEN-Beyrut und Prof. BLANCKENHORN gesammelt wurden. Verf. beschränkt sich nicht auf die paläontologische Beschreibung

der Fauna, sondern macht sie zum Ausgangspunkt einer umfassenden paläogeographischen Untersuchung.

Der Glandarienkalk besteht hauptsächlich aus lichten, wohlgeschichteten Kalken und Dolomiten von marmorartigem Gefüge, er ist 200—300 m mächtig, zeigt häufig Verkieselungen und Oolithe und geht nach oben in fossilreiche oolithische Mergel und Tone von geringer Mächtigkeit über. Ein Blick auf die Brachiopodentafeln zeigt die große habituelle Ähnlichkeit der Formen des Glandarienkalkes mit den Typen der koralligenen Oberjurakalke Europas. Neben neuen Formen, wie *Rhynchonella Drusorum*, *Terebratula asiatica*, *T. beirutiana*, *T. curtirostris*, *T. longisinuata*, *T. phoeniciana*, *T. sannina*, *Eudesia Zitteli*, *Kingena latifrons*, *K. triangularis*, erscheinen altbekannte europäische Typen, wie *Terebratula Bauhini* ET., *T. subsella* LEYM., *T. Zieteni* LOR., *T. bissuffarcinata* SCHL., *Terebratulina substriata* SCHL., und, was besonders interessant, mehrere Kingenen, wie *Kingena gutta* QU., *K. orbis* QU., *K. cubica* QU. Dieser erste Eindruck verstärkt sich durch die Betrachtung der Gastropoden und Bivalven, obwohl uns hier fast durchwegs neue Arten entgegentreten. Diesen neuen Arten (*Turbo Antonini*, *Delphinula Tethys*, *Nerita litoralis*, *Natica Dido*, *N. Mylitta*, *Nerinea pauciplicata*, *N. Maroni*, *N. Sesostris*, *Trichites suprajurensis*, *Lima acutirostris*, *L. densistriata*, *L. sublaeviuscula*, *L. libanensis*, *L. informis*, *L. Zenobiae*, *Pecten palmyrensis*, *P. lykosensis*, *Ostrea akhabensis*, *O. kahurensis*, *Mytilus alatus*, *Modiola Amphitrite*, *Lithodomus Lorioli*, *L. Zumoffeni*, *Trigonia litanensis*, *Pachyerisma Blanckenhorni*, *Isocardia eljasensis*, *Unicardium subglobosum*, *Ceromya angusticostata*) stehen nur wenig bereits bekannte Formen gegenüber, und zwar: *Natica* cf. *amata* D'ORB., *Harpagodes* cf. *Oceani* BRONGN., *Alectryonia hastellata* SCHLOTH., *Mytilus* cf. *furcatus* MÜ., *Cardium corallinum* LEYM., *Ceromya excentrica* AG.

Wenn man nun bedenkt, daß man dem Jura am Hermon zumeist einen mitteleuropäischen Charakter zugesprochen hat und auch dem abessinischen und überhaupt ostafrikanischen Jura mitteleuropäische Beziehungen nachgesagt werden, so ist es sehr begreiflich, daß Verf. auch die Fauna des Glandarienkalkes als mitteleuropäisch ansehen mußte. Innerhalb der mitteleuropäischen Region schienen ihm namentlich Frankreich, die Schweiz, aber auch Süddeutschland die deutlichsten Analogien zu bieten. Dabei zuerkennt aber Verf. der Glandarienfauna in gewisser Hinsicht dennoch eine eigenartige Entwicklung.

Eine der wichtigsten Tatsachen für diese Beurteilung seiner Fauna bildete für den Verf. sicherlich die Annahme, daß der ostafrikanische Jura wenig oder gar keine Beziehungen zum indischen Jura aufweise. Das ist aber, wie Ref. auf Grund neuer Studien als sicher annehmen muß, in Wirklichkeit nicht der Fall. Seit langem ist der indische Einschlag der Mombas-Fauna bekannt; FUTTERER und MÜLLER haben gewisse Beziehungen des ostafrikanischen zum indischen Jura erkannt, MÜLLER hat außerdem Verwandtschaften zwischen dem deutsch-ostafrikanischen Neocom und der Uitenhage-Fauna anerkannt, die wiederum mit dem Himalaja-Neocom

verwandt ist. Ferner konnte CRICK im Jura des Somalilandes mehrere indische Formen (*Arca Egertoni*, *Belemnites Gerardi* und zahlreiche indische Perisphinctiden) nachweisen und endlich hat E. DACQUÉ Formen aus dem Somaliland beschrieben, an deren Zugehörigkeit zur indischen Fauna kein Zweifel bestehen kann (vergl. das vorhergehende Ref. über die Arbeit von E. DACQUÉ). Ist nun durch mehrere bezeichnende Cephalopoden und einige andere Mollusken der indische Charakter des ostafrikanischen Jura sichergestellt, so rücken auch die übrigen Mollusken, die mit europäischen Formen nur ähnlich, aber nicht identisch sind, in ein neues Licht und man muß abwarten, ob sich nicht auch manche dieser Typen als spezifisch indisch-ostafrikanische Formen erweisen werden.

Vor allem aber muß man sich fragen, ob man noch weiterhin berechtigt ist, den syrischen Jura für „mitteleuropäisch“ anzusprechen. Zeigt er doch nicht mehr „mitteleuropäischen Charakter“ als der ostafrikanische. Nach der räumlichen Verteilung erscheint der syrische Jura als eine Dependenz des indisch-ostafrikanischen Juragebietes. Daß die faunistischen Beziehungen zur indisch-orientalen Provinz hier nicht so deutlich hervortreten, wie beim afrikanischen Jura, dürfte vielleicht mit in dem Umstande begründet sein, daß man vom syrischen Jura nur die älteren Faunen des Oberjura kennt, die einen viel universelleren Charakter aufweisen als die stärker differenzierten Faunen des jüngeren Oberjura und der Unterkreide.

Erscheint so einer der Hauptausgangspunkte des Verf.'s heute angefechtbar, so wirkt das natürlich auch auf die übrigen paläogeographischen Ausführungen der vorliegenden Arbeit zurück. Es muß aber betont werden, daß diese Ausführungen dennoch von Interesse und wegen der sorgfältigen Zusammenstellung eines reichen Materials an Tatsachen für künftige Arbeiten dieser Art auch von bleibendem Werte sind. Und zwar um so mehr, als ja eine Reihe von Deutungen unerschüttert bleibt, darunter auch die Ablehnung der NEUMAYR'schen Zonenlehre.

Der Gesamtcharakter der Fauna des Glandarienkalkes ist durch die starke Entfaltung der Muscheln, Brachiopoden, Korallen und Schwämme bestimmt, es ist eine Fauna der Flachsee. Die Versteinerungen sind leider nicht nach engeren Horizonten gesammelt. Die Altersbestimmung ist daher nur auf paläontologischem Wege möglich und dieser führt zu dem Ergebnis, daß der Glandarienkalk im wesentlichen dem Séquanien und Kimmeridgien entsprechen dürfte.

V. Uhlig.

Edgar Daqué: Beiträge zur Geologie des Somalilandes. I. Untere Kreide, II. Oberer Jura. (Beitr. zur Paläontol. u. Geol. Österreich-Ungarns u. Wien. 17. 1904/05. 7—20. 2 Taf.; 119—160. 5 Taf.)

Das dieser Abhandlung zugrunde liegende Material wurde von O. NEUMANN teils in Gemeinschaft mit C. v. ERLANGER, teils allein im Jahre 1900 aufgesammelt. Der Fundort der Neocomfossilien, „Abstieg zum Wabbi am Abunaß“, der zwischen dem 40. und 41. östl. Längengrad v. Gr. und dem 7. und 8. nördl. Breitengrad gelegen ist, hat *Arca Gabrielis* LEYB.,

Pholadomya Picteti MEY.-EYM., *Vola Neumanni* n. sp., *Exogyra Couloni* DEFBR., *Anomia Iskodouboukiana* ROCH. und *Ostrea* sp. in hartem, grauem Kalkstein geliefert. Von diesen Arten kommen die beiden erstgenannten in großer Zahl vor und bilden zugleich die bezeichnendsten Formen der oberen von den beiden Neocomfaunen, die MEYER-EYMAR im Somaliland unterschieden hat. *Vola Neumanni* hat die engsten verwandtschaftlichen Beziehungen zu *V. atava*. Nebst den genannten Arten hat dieser Fundort auch mehrere Gastropodensteinkerne geliefert, besonders von *Nerinea*, *Pterodonta*, *Natica*.

Ein zweiter Fundort „in den Gilletbergen“ war von NEUMANN mit dem cenomanen Trigoniensandstein NOETLING's identifiziert worden; es zeigte sich aber, daß die fragliche *Trigonia* nicht zu *T. syriaca* FRAAS, sondern zu *T. Picteti* COQ. aus dem Aptien gehört. Auch kommt hier *Exogyra Couloni* vor. Das dritte Vorkommen, unweit Gurgura, beruht auf einer Koralle, *Astrocoenia subornata* D'ORB., var. *africana* WEISSERMEL. Da zwischen dem ostafrikanischen Neocom und dem des Somalilandes sonst keine Beziehungen bestehen, so ist dieses Vorkommen sehr bemerkenswert.

Von den Juralokalitäten sind am ausgiebigsten Harro Rufa und Atschabo, wo ein gelbbrauner Kalk mit vielen Bivalven, Gastropoden und Ammoniten auftritt. Die Versteinerungsliste weist an Brachiopoden mehrere bekannte (*Terebratula subsella* LEYM., *T. nucleata* SCHL., *Waldheimia humeralis* ROEM.) und zwei neue Arten (*Waldh. Schlosseri* n. sp. und *Rhynchonella Rothpletzi* n. sp.) auf. Daran reihen sich Bivalven (*Pecten Erlangeri* n. sp., *Lima Harronis* n. sp., *Macrodon Rufae* n. sp., *Corbis subclathrata* THURM., *Lucina rugosa* ROEM., *Ceromya eccentrica* VOLTZ, *Pholadomya Protei* BRONG., *Alectryonia pulligera* GOLDF., *Exogyra bruntrutana* THURM., *Mytilus subpectinatus* D'ORB., *Modiola subangustissima* n. sp.) und Gastropoden (*Pleurotomaria neosolodurina* n. sp., *Natica clea* D'ORB., *Bourgnetia striata* SOW.), sowie einige Cephalopoden an. Die Namen der letzteren lauten: *Nautilus bisulcatus* n. sp., *N. Ennianus* n. sp., *Perisphinctes Arussiorum* n. sp., *P. Galilarum* n. sp., *P. stenocyclus* FONT., *P. Roubyanus* FONT., *P. breviceps* QU., *P. cf. abadiensis* CHOFF., *P. cf. hetaerus* HERB., *P. planula* SCHL., var. *laxeovoluta* FONT., *P. Choffati* n. sp.¹, *Aspidoceras somalicum* n. sp., *A. altenense* D'ORB., *A. supraspinosum* n. sp., *A. irregularis* n. sp., *A. Argobbal* n. sp., *Belemnites* sp.

Verf. spricht dieser Fauna ein europäisches, speziell schweizerisch-französisches Gepräge zu und betont den völligen Mangel des indischen Faunenelements. Ihrem geologischen Alter nach gehören die Schichten zum unteren Kimmeridge. Sie zeigen nur wenig Beziehungen zu anderen afrikanischen Jura-Ablagerungen.

¹ Der Name *Perisphinctes Choffati* erfreut sich großer Beliebtheit; er wurde zuerst von PARONA und BONARELLI, dann von DE RIAZ, dann von DACQUÉ und kürzlich auch von KILLIAN vergeben. Ref.

Der Fundort Abulhassim lieferte *Rhynchonella moravica* UHL. in genau derselben Varietät wie in Syrien, ferner *Exogyra bruntrutana* und *Lima* sp. Er gehört in das obere Oxford. Der letzte Fundpunkt, Badatino (Schoa) ergab *Terebratula subsella* LEYM., *Alectryonia pulligera*, *Rhynchonella* sp. in dunkelbraunem Kalk, der mit dem von Harro Rufa identisch sein dürfte. Im Schlußabschnitte bespricht Verf. die Sedimentärformationen des Somalilandes (Trias, Dogger, Malm, untere Kreide, obere Kreide, Tertiär) und die paläogeographischen Verhältnisse der Jurabildungen.

Wenn sich Ref. den Deutungen des Verf.'s in paläogeographischer Beziehung nicht ganz anschließen kann, so ist das dem Umstande zuzuschreiben, daß er gegenwärtig die Fauna der Spiti shales bearbeitet und daher den indischen Jura besser überblickt, als ein lediglich auf die Literatur angewiesener Forscher. Von den Cephalopoden, die DACQUÉ beschreibt, haben mindestens zwei einen ausgesprochen indischen Typus und zwar sein *Belemnites* sp. und *Perisphinctes* cf. *hetaerus* HERB. DACQUÉ beschreibt *Belemnites* sp. als schlanke Form, deren Rostrum nicht nur auf der Alveolarseite, sondern auch auf der Gegenseite eine Furche trägt. Solche bisulcate Typen sind bisher nur aus Indien bekannt. STOLICZKA hat sie aus dem Himalaya beschrieben, aber leider mit dem Alveolarende nach unten, also verkehrt abgebildet, so daß man es begreiflich finden wird, wenn sie bisher nicht die gebührende Beachtung gefunden haben. Die zweite Form, *Perisphinctes* cf. *hetaerus*, ist mit gespaltenen, leicht geschwungenen, an der Externseite unterbrochenen und hier verdickten Rippen versehen. Es ist kein Grund vorhanden, in ihr etwas anderes zu erblicken, als einen Vorläufer der Gruppe des *Hoplites Wallichi* BLANF., für die Ref. kürzlich den Untergattungsnamen *Blanfordia* eingeführt hat, um so mehr, als auch der Querschnitt vollständig diesem Typus entspricht. Auch das ist eine indisch-orientale Gruppe, deren Vorkommen G. BÖHM kürzlich aus Niederländisch-Indien bekannt gemacht hat. Mit *Perisphinctes* cf. *hetaerus* HERB. ist *P. Gallarum* DACQ. eng verwandt. *P. Arussiörum* DACQ., *P. breviceps*, *P. cf. abadiensis* CHOFF. und *P. Choffati* DACQ. gehören einer Gruppe an, die zwar in Indien sehr verbreitet ist, aber auch in vielen anderen Gebieten vorkommt, so daß ihr nur wenig paläogeographischer Wert innewohnt. Dasselbe gilt auch für die Aspidoceren.

Wenn man nun bedenkt, daß die Übereinstimmung der afrikanischen, von verschiedenen Forschern beschriebenen Formen, mit europäischen durchaus nicht immer einwandfrei ist und im afrikanischen und madagassischen Jura schon jetzt ein reichlicher indischer Einschlag nachgewiesen ist, so wird man sich gegen den „mitteleuropäischen Charakter“ des ostafrikanischen Jura etwas skeptisch verhalten müssen (vergl. das Referat über die Arbeit von KRUMBECK über die Fauna des Glandarienkalkes). Die weiteren Fortschritte der Kenntnis des indischen wie des afrikanischen Jura werden ohne Zweifel immer innigere Beziehungen und die provinzielle Zusammengehörigkeit erweisen.

Betreffs der geologischen Altersbestimmung möchte Ref. zu erwägen

geben, ob es sich hier nicht um mehrere Horizonte handeln kann. Jedenfalls enthält die Arbeit von DACQUÉ sehr schätzenswertes Material, dessen wahrer Wert erst in Zukunft völlig an den Tag treten wird. V. Uhlig.

R. Douvillé et H. Jourdy: Le Jurassique du Sud Tunesien. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 5. 567. 1905.)

Im äußersten Süden Tunesiens sammelte H. JOURDY bei Tatahouine an verschiedenen Punkten jurassische Echiniden, Brachiopoden, Bivalven und Gastropoden. Neben *Terebratula suprajurensis* THURM. fanden sich mitteljurassische Formen, wie *Rhynchonella Morieri* DAV., *Rh. elegantula*, *Zeilleria ornithocephala* ZIET., *Z. obovata*. Die Bivalven und Gastropoden haben oberjurassisches Gepräge, wie *Modiola Lysippus*, *Cerithium plicatum*, *Trigonia Sauvagei*, *Lopha costata* SOW., *Pholadomya Aubryi* DOUV., 4 Echiniden, *Pygurus Meslei* GAUTH., *Acrosalenia Meslei* GAUTH., *Monodiadema Cotteaui* DE LOR., *Acropeltis aequituberculatus* AG. sprechen für Oberjura. Genauere Untersuchungen an Ort und Stelle werden zu zeigen haben, ob hier verschiedene Horizonte vorliegen oder nicht. V. Uhlig.

L. Pervinquière: Le Jurassique du Sud Tunesien. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 5. 568.)

Verf. erkannte in den von Kap. PERRET bei Tatahouine gesammelten Versteinerungen hauptsächlich Formen, die dem Bathonien anzugehören scheinen, wie *Rhynchonella Morieri*, *Zeilleria obovata*, *Trigonia pullus*, *Lima cardiiiformis* etc. Andere sprechen für Oberjura, wie *Monodiadema Cotteaui*, *Terebratula subsella*, *Isocardia striata* etc. Es scheinen mehrere Horizonte zu bestehen, das Gestein, ein gelber, sandiger Kalk, ist aber dasselbe. V. Uhlig.

W. Koert: Notiz über die Auffindung von Kelloway bei Tanga (Deutsch-Ostafrika). (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Berlin 1904. 56. 4. Heft. Briefl. Mitt. 150.)

In der Nähe des Kilometersteins 5,5 der Usambara-Bahn, die bekanntlich von Tanga ausgeht, konnte Verf. eisenoolithführende Kalke und Schiefertone mit Versteinerungen auffinden, die auf die Vertretung der im Jura von Tanga bisher unbekanntem Kelloway-Stufe hinweisen. G. MÜLLER konnte folgende Arten bestimmen: *Phylloceras mediterraneum* NEUM., *Ph. feddeni* WAAG., *Sphaeroceras bullatum* D'ORB., *Perisphinctes funatus* OPP., *Macrocephalites macrocephalus* SCHL. Unweit des Kelloway-Fundortes tritt der bekannte Jurakalkzug von Tanga auf, der von JAEKEL auf Grund des Vorkommens von *Cidaris glandifera*, *Rhynchonella lacunosa dichotoma* QU., *Terebratula biplicata* und *Ostrea dextrorsum* zum oberen Oxford gestellt wurde. Die geologischen Verhältnisse und die Ergebnisse von mehreren Bohrungen sprechen nach der Ansicht des Verf.'s für die

Einreihung dieses Kalksteins in die Bathstufe, wodurch auch eine bessere Übereinstimmung mit den übrigen ostafrikanischen Juravorkommnissen erzielt wird.

V. Uhlig.

Paul Lemoine: Le Jurassique d'Analalava (Madagascar) d'après les envois de M. COLCANAP. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 5. 578.)

Die besprochenen Versteinerungen stammen aus dem Gebiete von Analalava im Nordwesten von Madagaskar. Die reichsten Funde haben hier die Flüsse Andranosamontana und Maromandia geliefert. Aus dem unteren, dem Kelloway angehörigen Niveau des Maromandia stammen *Perisphinctes indicus* SIEM. (= *spirorbis* WAAG.), *P. balinensis* NEUM., *P. cf. omphalodes* WAAG., cf. *fluctuosus* PRATT, *Phylloceras mediterraneum* NEUM., *Macrocephalites Maya* SOW., *Reineckia anceps*, *Hecticoceras* sp. In einem höheren Horizonte (Rauracien, Sequanien oder Kimmeridge) fanden sich *Hecticoceras* cf. *Kobelli* OPP., *Perisphinctes* sp., *Belemnites tanganensis* FUTT. Dieser letztere Horizont hat am Flusse Andranosamontana außerdem Aspidoceren aus der Verwandtschaft des *Aspidoceras acanthicum*, zahlreiche mit *Perisphinctes frequens* OPP. (aus Spiti) und *P. ulmensis* OPP., verwandte *Perisphinctes* und *Macrocephaliten* geliefert. An der Basis befindet sich eine Lumachelle mit *Belemnites tanganensis* FUTT.¹

Mit vollem Recht betont Verf. in dieser sehr interessanten Mitteilung den vollkommen indischen Charakter der von ihm besprochenen Fauna. Bemerkenswert ist außerdem die Persistenz der *Macrocephalen* bis in das Sequanien-Kimmeridgien, was in dem Vorkommen von *Macrocephalites Nepaulensis* in den Spiti shales des Himalaya sein Seitenstück findet. — Aus allen neueren Mitteilungen über den ostafrikanischen (vergl. das Referat über DACQUÉ, Somali) und madagassischen Jura gehen immer deutlicher die innigen Beziehungen zwischen dem indischen und dem ostafrikanisch-madagassischen Jura hervor.

V. Uhlig.

Kreideformation.

J. Kloos: Über einen neuen Aufschluß in den *Brunsvicensis*-Tonen östlich von Braunschweig. (12. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. z. Braunschweig f. 1899/1900 u. 1900/1901. Braunschweig 1902. 54—55.)

Im Wegeinschnitt von Kremlingen nach Hordorf sind unter dem Diluvium Tone mit *Belemnites brunsvicensis* v. STROMB. angeschnitten. Eine ca. 20 cm starke eisenreiche tonige Kalksteinbank mit 5° südlichem Einfallen enthielt eine z. T. gut erhaltene Fauna von 11 Arten. Das

¹ Das Auftreten dieser Lumachelle erinnert an die Lumachelle mit *Belemnites Gerardi* OPP. (z. T. identisch mit *B. tanganensis* FUTT.) an der Basis der Spiti shales. Ref.

Vorkommen bildet die Fortsetzung desjenigen an der VIEWEG'schen Ziegelei (Moorhütte) zwischen Volkmarode und Querum. Zwischen diesem und dem gleichartigen Vorkommen bei Ahlum erhebt sich die Liassattelachse von Salzdahlum—Apelstedt.

Joh. Böhm.

A. Wollemann: Ein Aufschluß im Mucronatensenon bei Rotenkamp, nordwestlich von Königsutter. (13. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. z. Braunschweig f. 1901/1902 u. 1902/1903. Braunschweig 1904. 40—42.)

Bei dem Bau der Eisenbahn Schandelah—Öbisfelde wurde 1901 am Mönneckenberge zwischen Scheppau und Rotenkamp ein gelblicher bis grauer, stellenweise glaukonitischer, stark kalkhaltiger Mergel aufgeschlossen. Aus seiner reichen Versteinerungsführung — eine Liste von 69 Arten, von denen ein kleiner Teil unsicher in der Bestimmung blieb, wird angeführt — geht hervor, daß hier „untere Mucronatenschichten“ im Sinne GRIEPENKERL'S vorliegen.

Joh. Böhm.

J. Kloos: Über das Untersenenon von Groß- und Klein-Biewende. (12. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. z. Braunschweig f. 1899/1900 u. 1900/1901. Braunschweig 1902. 52—53.)

Die senonen Mergel zwischen Groß- und Klein-Biewende im Süden und Wittmar im Norden, deren Fauna WOLLEMANN (dies. Jahrb. 1901. II. -297-) beschrieben hat, treten in zwei, durch geschiefbefreien Lehm unterbrochenen Partien zutage und reichen nicht so weit nach Norden, wie dies die EWALD-V. STROMBECK'sche Karte angibt. Wahrscheinlich ziehen zwischen ihnen und den Gaulttonen bei Wittmar unter der Diluvialbedeckung Flammenmergel und Pläner, die bei Groß-Denkte sowohl im Westen von Wittmar, als östlich bei Remmlingen im Streichen der Asse auftreten, hindurch. Die geringe Breite sämtlicher Kreideschichten am Südrande der Asse, verglichen mit den gleichaltrigen Bildungen an der Nordseite, im Verein mit der stark gestauten Lagerung der triadischen Schichten im Quertale bei Wittmar macht es nicht unwahrscheinlich, daß Pläner und Flammenmergel hier durch eine Überschiebung aus nördlicher Richtung in ihrer regelmäßigen Ausbildung unterbrochen werden.

Joh. Böhm.

W. Petrascheck: Bericht über einige Exkursionen in die ostböhmisches Kreide. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1901. 274—277.)

Es wurden das Cenoman (Perutzer und Korycaner Schichten) bei Bytowan, der cenomane Pläner bei Chrast, welcher vollkommen dem von Plauen bei Dresden gleicht und wie dieser eine Klippenfazies darstellt, sodann der unterturone Weißenberger Pläner, der *Inoceramus labiatus* und *I. Brongniarti* vergesellschaftet führt und, wie der *Labiatus*-Quader

in Sachsen, mehrfach dem Urgebirge direkt aufliegt, alsdann die Iser-Schichten, die gleichalterigen Bildungen der Teplitzer Schichten und die Priesener Schichten bei Chotzen, schließlich die Chlomeker Schichten bei Kieslingwalde besucht.

Joh. Böhm.

W. Petrascheck: Zur Geologie des Heuscheuergebirges. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1903. 259–266.)

Während an dem nach Cudowa gerichteten Abfalle des Heuscheuergebirges zwischen dem cenomanen Plänersandstein und dem Heuscheuer-sandstein ausschließlich Pläner entwickelt ist, schaltet sich an der Wünschel-burger Lehne Quadersandstein im Pläner ein. Es findet hier eine fazielle Vertretung von Pläner durch Sandstein statt; die sandige Fazies liegt östlich von der reinen Plänerfazies, also in der Richtung, auf die die Transversalschichtung des Quaders hinweist. Falls die Plänerstufe den *Brongniarti*-Schichten entspricht, würde für den Heuscheuersandstein der Saphitenpläner in Betracht kommen.

Die Verbreitung und Lagerung der sudetischen Kreidebildungen in Depressionen zwischen Massen älterer Gebirgsarten hat zu der Annahme geführt, daß hier enge Meeresarme zwischen nicht vom Kreidemeere überfluteten Inseln vorhanden waren. Die Aufnahme des böhmischen Abfalls der Mittelsudeten hat gezeigt, daß beim Aufstiege zum Kamme stets ältere Kreideschichten hervorkommen, bis die Kreidedecke sich schließlich auflöst. Dieser Abhang hat den Charakter eines Schenkels einer weiten, flachen Antiklinale, deren Scheitelregion intensive Störungen aufweist. Längs-brüche durchziehen den Scheitel, tiefe, grabenartige Einsenkungen (Kreide-scholle von Cudowa) enthalten noch Teile des Daches jenes zerstörten Sattels; auch die Kreidemulde von Weckelsdorf dürfte nur eine Einfaltung dieses Sattels sein. Auch der jenseitige Schenkel ist stark zerstört und dürfte wohl an der Wünschelburger Lehne und den ihr vorgelagerten Kreideschichten zu suchen sein.

Joh. Böhm.

W. Petrascheck: Über die jüngsten Schichten der Kreide Sachsens. (Abh. naturw. Ges. „Isis“. Dresden 1904. 10 p.)

An der Teplitzer Straße, an der Grenze von Dresden und Strehlen, wurden in bräunlichgrauen und grauen Mergeln zahlreiche Kreideverstei-nerungen gefunden, von denen ein Teil für Sachsen neu ist. Sie ent-sprechen in ihrem Alter den Tonen von Zatschke, aus denen *Scaphites Geinitzi*, *Sc. Fritschi*, *Sc. Lamberti*, die Übergangsform zwischen *Sc. Lam-berti* und *Sc. Geinitzi*, sowie *Sc. kieslingwaldensis* angeführt werden, und den unteren Priesener Schichten in Böhmen. In einem tieferen Niveau als die älteren Strehlemer Mergel gelegen, gestattet die genauere Alters-bestimmung der Mergel an der Teplitzer Straße so die Feststellung einer Längsstörung im Elbtale.

Über den Tonen von Zatschke folgt in Sachsen der Überquader, der mit den Chlomeker Schichten, dem Äquivalent der oberen Priesener Schichten, und mit dem *Koeneni*-Mergel bei Halberstadt gleichzeitig abgelagert wurde.

In zwei Tabellen gibt Verf. eine Gliederung der sächsischen Kreide und den Parallelismus der dortigen Horizonte mit jenen in England und Frankreich.

Joh. Böhm.

W. Petrascheck: Die Kreideablagerungen bei Opočno und Neustadt im östlichen Böhmen. (Verh. k. k. Reichsanst. Wien 1901. 402—408.)

In der Umgebung von Opočno, Dobruschka und Neustadt an der Mettau am Fuße des Adlergebirges tritt das Cenoman lokal, und zwar als Sandstein und Konglomerat auf, und wo dieses fehlt, liegen direkt auf dem archaischen Untergrunde unterturone Schichten mit *Inoceramus labiatus*, denen auch wohl der Mergel nahe dem Bahnhof Boluslavitz angehört. Weiter wird auf mehrere Störungslinien in diesem Gebiete hingewiesen.

Joh. Böhm.

F. M. Anderson: Cretaceous deposits of the Pacific Coast. (Proceedings California Academy of Sciences. 3 Ser. Geology. 2. 1902. 129 p. 12 Taf.)

Eingehende Untersuchung der aus den Kreideablagerungen Californiens (insbesondere des Sacramento-Tales und Großen Tales), sowie des Oregon-Beckens bisher gesammelten Versteinerungen führten Verf. zu einer weitergehenden Gliederung, als sie bisher gegeben (vergl. dies. Jahrb. 1895. II. - 462 -):

	Sacramento-Tal	Süd-Californien	Oregon-Becken	Europa
Chico	obere			Senon
	untere	Silverado u. San Diego	<i>Phoenix</i> u. Henley beds	Turon
Horseshoe	Konglomerate			Cenoman
	obere			
	untere		Riddles	Gault
	Knoxville	San Luis, Obispo usw.	Riddles	Neocom
	Sub-Knoxville		Gefaltete Schiefer	Portlandien

Besonders hervorzuheben ist, daß die bisher beschriebenen Fossilien nach ihren Horizonten zusammengestellt und die für diese charakteristischen besonders hervorgehoben werden.

Von den Arten, die besprochen werden, sind folgende neu: *Rhynchonella densleonis*, *Rh. Whiteana*, *Inoceramus adunca*, *Inoc. klamathensis*, *Pholadomya anaëna*, *Pectunculus pacificus*, *Maetra gabbiana*, *Haliotis lomaënsis*, *Gyrodes siskiyouensis*, *Anchura condoniana*, *Nautilus Gabbi*, *Placenticeras californicum*, *Phylloceras shastalense*, *Schlüteria diabloënsis*, *Lytoceras (Tetragonites) jacksonense*, *L. argonautarum*, *L. (Gabbioceras) angulatum*, *Hamites ellipticus*, *H. phoenixensis*, *H. armatus*, *H. (Ptychoceras) solanoënsis*, *Heteroceras ceratopse*, *Lindigia? nodosum*, *Baculites Fairbanksi*, *Desmoceras Lecontei*, *D. subquadratum*, *D. colusaënsis*, *D. Dilleri*, *D. Voyi*, *D. ashlandicum*, *Pachydiscus Merriami*, *P. henleyensis*, *P. sacramenticus*, *Sonneratia Stantoni*, *Acanthoceras compressum*, *Scaphites Gillisi*, *Sc. Condoni*, *Sc. Condoni* var. *appressa*, *Sc. roguensis*, *Sc. inermis*, *Sc. Perrini*, *Sc. klamathensis*, *Schlönbachia Gabbi*, *Schl. buttensis*, *Schl. siskiyouensis*, *Schl. Knighteni*, *Schl. mult costa*, *Schl. Bakeri*, *Schl. oregonensis*, *Mortoniceras crenulatum* und *Prionotopsis Branneri*.

Joh. Böhm.

K. Flegel: Heuscheuer und Adersbach-Wechelsdorf. Eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesischen Gebirge. (Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur. Breslau 1904. 1 tekton. Skizze des Heuscheuergebirges, 2 Profiltaf., 7 Textfig.)

In diesem Gebiete lassen sich folgende Horizonte unterscheiden:

7. Quader der Heuscheuer und des Spiegelberges mit *Inoceramus Cuvieri* var. *Geinitziana*, *Inoc. percostatus* u. a. Emscher.
6. Pläner von Karlsberg mit *Pachydiscus peramplus*, *Inoceramus Brongniarti* var. *annulata* u. a. Oberturon.
5. Quader von Adersbach-Wechelsdorf und an der Wünschelburger Lehne, nach Südwesten durch Fazieswechsel in Pläner übergehend. *Exogyra columba*, *Lima canalifera* u. a. Mitteluron.
4. Pläner mit *Inoceramus Brongniarti*. Mitteluron.
3. Plänersandstein mit *Inoceramus labiatus*. Unterturon.
2. Blaugrauer, mittelkörniger Grenzquader mit tonigem Bindemittel (plänerähnlich). Grenze zwischen Cenoman und Turon.
1. Quader mit *Pecten asper* und *Exogyra columba*. Cenoman.

Die Ergebnisse der Untersuchung werden in folgenden Sätzen zusammengefaßt:

In der Adersbach-Wechelsdorfer Kreidemulde sind die untersten Glieder der oberen Kreide (vom Cenoman bis einschließlich der turonen Zone des *Inoceramus Brongniarti*) vertreten, während im Heuscheuergebirge alle Glieder vom Cenoman bis zum Emscher nachgewiesen werden konnten.

Die Zone des *Inoc. Cuvieri* läßt sich von der des *Scaphites Geinitzi* im Heuscheuergebirge nicht trennen, da beide in ihrem Gesteinshabitus gleich sind und eine Scheidung auf Grund paläontologischen Materials wegen Mangel an Aufschlüssen nicht durchgeführt werden kann.

Der tafelförmige Aufbau des Heuscheuergebirges wird bedingt durch den Wechsel von Quadersandstein und Pläner und durch die verschiedene Verwitterung beider Gesteine.

Die Kreideablagerungen von Adersbach-Wechelsdorf bilden im tektonischer Hinsicht eine Synklinale, deren Charakter durch Einmuldung ohne Bruchbildung bedingt ist. Das Heuscheuergebirge verdankt seine Entstehung einer Kombination von Bruchbildung und Einmuldung; letztere tritt jedoch sehr zurück.

Nördlich von Straußenei ist die Kreide infolge einer Verwerfung (Straußeneier Sprung) abgesunken. Da die Carbonscholle Hronow-Straußenei auch südlich durch den Parschnitz-Hronower Bruch begrenzt ist, bildet sie einen einfachen Längshorst.

Das südlich der Heuscheuer beobachtete Angrenzen der oberen Kreide an Granit und Glimmerschiefer ist ebenfalls auf eine Verwerfung, die Reinerzer Quellenspalte, zurückzuführen.

Die erwähnten Brüche, sowie der Heuscheuer Bruch und der Cudowaer Sprung sind posteretaceischen Alters.

Inoceramus labiatus ist im ganzen Turon, Emscher und sogar im Untersenon nachgewiesen worden, und zwar in unveränderter Form, kann somit nicht als Leitfossil für das Unterturon gelten. *Inoc. sublabiatus* MÜLL. ist nur eine Mutation von *Inoc. labiatus* mit etwas feinerer Skulptur.

Auch *Exogyra columba* verliert ebenfalls ihren Wert als Leitfossil für das Cenoman; sie tritt ebenso häufig wie im Cenoman in der mittelturonen Zone des *Inoceramus Brongniarti* auf. Joh. Böhm.

W. Petrascheck: Über das Vorhandensein von Malnitzer Schichten in der Gegend von Choteboř in Ostböhmen. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1904. 59—62.)

Der schmale Kreidestreifen am Südwestrande des Eisengebirges ist wohl nicht als Absatz eines langen, engen Kreidefjordes, wie man bisher annahm, sondern auf tektonische Ursachen zurückzuführen. Über Sandsteinen oder Sanden und Tonen, die wohl die cenomanen Perutzer und Koritzaner Schichten vertreten, folgt eine harte, glaukonitführende Plänerbank, von der hier nicht entschieden werden kann, ob sie der anderweitig auftretenden Schicht mit *Actinocamax plenus* entspricht. Diesen sind Weißenberger Schichten und alsdann Mergel mit Fossilien der Malnitzer Schichten aufgelagert. Aus diesem Mergel entwickelt sich ein Plänersandstein, der zwar Sandsteinen der Iser-Schichten sehr ähnlich ist, jedoch wegen Fehlens entscheidender Versteinerungen (insbesondere *Callianassa antiqua*) noch nicht dazu gerechnet werden kann.

Joh. Böhm.

O. van Ertborn: Allure générale du Crétacique dans le Nord de la Belgique. (Bull. Soc. Belge de Géol. etc. 15. 1901. Mém. 175—199. Taf. III. 2 Textfig.)

An der Hand neuerer Tiefbohrungen werden unter Berücksichtigung älterer Abteufungen die unter Tage gelegenen Oberflächen der verschiedenen Tertiärstufen, der Kreideformation und des Paläozoicum zwischen Ostende und Malines, Roulers und Louvain Kesseloo, Gingelom und Bolderberg, Lanaeken und Eelen in Diagrammen zur Darstellung gebracht.

Joh. Böhm.

J. Lambert: Souvenirs géologiques sur le Sénonais. (Bull. Soc. d. Sci. hist. et nat. de l'Yonne. 56. 1902. 21 p.)

Die Kreideformation im Département de l'Yonne wird gegliedert in:

Sénon	Campanien	{	Sch. m. <i>Bel. mucronata</i>	{	P. Z. m. <i>Magas pumilus</i>	30 m.
			Sch. m. <i>Act. quadratus</i>		N. Z. m. <i>Galeola papillosa</i>	40 m.
	Santonien	{	Sch. m. <i>Mic. cor- anguinum</i>	{	L. Z. m. <i>Marsupites ornatus</i>	20 m.
					J. Z. m. <i>Conulus albogalerus</i>	50 m.
Coniacien	{	Sch. m. <i>Mic. decipiens</i>	{	H. Z. m. <i>Inoceramus involutus</i>	20 m.	
				G. Z. m. <i>Terebratula semiglobosa</i>	30 m.	
Turon	Angoumien	{	Sch. m. <i>M. icaunensis</i>	{	F. Z. m. <i>Prionotropis Neptuni</i> .	
			Sch. m. <i>Mic. Leskei</i>		E. Z. m. <i>Holaster planus</i> .	
	Saurien	{	Sch. m. <i>Inoc. labiatus</i>	{	D. Z. m. <i>Cardiaster Peroni</i> .	
					C. Z. m. <i>Terebratulina gracilis</i> .	
				B. Z. m. <i>Conulus subrotundus</i> .		
				A. Z. m. <i>Actinocamax plenus</i> .		

Von Cephalopoden fanden sich außer den angeführten:

Belemnitella mucronata in M, N, P,

Scaphites Geinitzi in D, E,

Sonneratia perampla (erwachsen) in B,

„ „ (Jugendform = *Ammonites Prosperianus*)
in A, B, E und F,

Prionotropis Woolgari in A,

Peroniceras Moureti in H,

Heteroceras Reussi in D.

An einigen Orten folgt konkordant, an anderen diskordant das Montien, dessen Echiniden Beziehungen zu denen der Kreideformation, keine zu solchen des Tertiärs zeigen. Letztere Formation ist durch das Sparnacien, Ludien, Stampien, Aquitanien vertreten. Dazu kommt noch Ton mit Feuersteinen, dessen Bildung mit dem Eocän begonnen hat; die allmähliche Anhäufung der Feuersteine schreitet noch heute fort. Den Beschluß macht das Quartär, zu dessen Darstellung auf dem älteren Blatt No. 81 der geologischen Karte von Frankreich Verf. nur wenig hinzuzufügen hat.

Joh. Böhm.

G. Mouret: Note sur Frayssinet-Le-Gélat (Lot). (Bull. soc. géol. de France. (4.) 3. 1903. 99—102.)

H. Douvillé: Sur les fossiles silicifiées de Frayssinet-Le-Gélat (Lot). (Ebenda. 93—96.)

R. Fourtau: Observations sur les fossiles silicifiées du crétacé supérieur. (Ebenda. 192.)

Die Kreideablagerungen bei Frayssinet-Le-Gélat bilden eine Mulde, sie gehören dem Senon an und werden im Norden von Tertiär bedeckt. An den Abhang des Hügels des Moutes legen sich an die hier herausstreichenden Kreidehorizonte tertiäre Sande mit Feuersteinen und Kreideversteinerungen, die entweder verkieselt, oft in Feuerstein eingebettet und mit den bekannten Kieselringen bedeckt sind, oder aber mit ihrer kalkigen Schale erhalten sind. DOUVILLÉ führt eine Liste derselben an und nimmt für die Verkieselung den Hinzutritt warmer Mineralwässer an, die die Kieselsäure entweder der Schicht, der die verkieselten Fossilien angehören, oder entfernteren Formationen entnommen haben. In der anschließenden Debatte zu diesem Vortrage fand diese Erklärung Widerspruch. So führte BOURSAULT an, daß das in der Kreide des Departements Nord zirkulierende Wasser selten weniger als 15 mmg Kieselsäure enthält. TERMIER weist darauf hin, daß die Bildung von Chalcedon wohl mit der Zirkulation verhältnismäßig warmen Wassers in Zusammenhang stehen dürfte.

FOURTAU stellte in der Oase Abu-Roasch fest, daß im allgemeinen dort, wo das atmosphärische Wasser eine intensive Tätigkeit ausgeübt habe, der Erosionsdetritus mit verkieselten Fossilien erfüllt ist, und dort, wo die Schichten vor Wind und Wetter geschützt sind, die Versteinerungen kalkig sind. Die eingelagerten sandigen Bänke haben keinen Einfluß auf die Verkieselung.

Joh. Böhm.

A. Peron: Note stratigraphique sur l'étage Aptien dans l'est du Bassin Parisien. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 5. 359. Paris 1905.)

Die Arbeit von CH. JACOB über die Phosphate von Clansayes bildete die Veranlassung zu dieser dankenswerten Studie. Man kennt das Aptien des Departements de l'Yonne als kaum 10 m mächtige Tone mit *Plicatula* und kleinen limonitisierten Ammoniten. In Wirklichkeit läßt es aber eine nähere Gliederung zu. Verf. wendet seine Aufmerksamkeit namentlich einer wenig mächtigen und selten zu beobachtenden Lage an der Basis der *Plicatula*-Tone zu, die von COTTEAU den Namen der Zone mit *Terebratella Astieri* erhalten hat. Kaum mehr als 30 cm mächtig besteht diese Schicht aus einem gelblichen sandigen Mergelkalk mit Oolithkörnern und enthält Brachiopoden, Korallen und Spongien, jedoch keine Cephalopoden. Mit ihr kontrastieren lebhaft die darüber liegenden bläulichen fetten Tone mit *Plicatula placunea*, die fast nur Cephalopoden enthalten. Ein gut Teil der Arten der *Terebratella*-Schicht kommt schon im Neocom vor, reicht dagegen nicht in die *Plicatula*-Zone. LAMBERT identifiziert die *Terebratellenzone* mit der *Couche rouge de Vassy*, Verf. teilt diese Ansicht nicht und verfolgt, um die wahre Stellung dieser Zone zu erklären, ihr Vorkommen im Detail durch die Departements der Yonne, Aube, Haute-Marne und Meuse.

Die Unterlage der Terebratellenschicht bilden leicht kenntliche bunte Sande und Tone, die im Departement Haute-Marne Süßwasserkonchylien (*Unio*, *Paludina*) enthalten. Verf. gelang es nun, in diesen Tönen auch im Departement Yonne *Unio* cf. *Cornueliana* zu finden und damit eine scharfe Grenze zwischen Aptien und Neocomien zu gewinnen, die mit dem neuerlichen Vordringen des Meeres zusammenfällt. Im Departement Aube sind die bunten Tone jedoch marinen Ursprungs, hier persistierte das Meer, umgeben von Lagunen und Süßwasserseen. Wir können hier die lange Liste der Versteinerungen der Terebratellenschicht nicht wiedergeben und bemerken nur, daß die Neocomformen dieser Fauna nicht mit ober-, sondern unterneocomen Typen übereinstimmen, was in der Verschiedenheit der Fazies der Terebratellenschicht von der des Oberneocom und in der Ähnlichkeit mit der des Unterneocom (eisenschüssiges Neocom von Gy-l'Évêque) seinen Grund hat. Die persistierenden Neocomformen sind indessen selten, häufig sind nur die neu erscheinenden Typen, die z. T. in die *Plicatula*-Tone übergehen und diese sind es, die den Gesamtcharakter der Fauna als einer Aptienfauna bestimmen.

Die Schicht, die im Departement de l'Yonne als Zone mit *Terebratella Astieri* bezeichnet wurde, wurde im Departement de l'Aube von LEYMERIE Schicht mit *Exogyra sinuata* genannt. Trotz verschiedener lithologischer Entwicklung enthält sie doch dieselbe Fauna wie die Terebratellenschicht und es ergibt sich hier dieselbe Gliederung wie im Departement de l'Yonne. Im Departement der Haute-Marne wurde die „Couche rouge“ von CORNUEL als Basis des Aptien angesehen, sie hätte daher der Zone der *Terebratella Astieri* zu entsprechen. Nun ist aber ihre Fauna von der der Terebratellenzonen vollständig verschieden. Sie gehört noch in das Neocom und das wahre Äquivalent der Terebratellenzonen bildet die tiefere Lage der Schicht 13 CORNUEL's, die dieser als Aptien ansprach. In den Gruben von Vassy und Saint-Dizier sieht man 1 m über der Couche rouge eine etwa 20 cm mächtige Tonlage mit *Ostrea aquila*, *Perna Mulleti*, *Nucula simplex* usw., welche die Fauna der Terebratellenzonen enthält und daher ihr gleichzustellen ist. Im Departement de la Meuse existieren ebenfalls ganz ähnliche Ablagerungen im unteren Aptien. Außerdem ist zu bemerken, daß das Aptien hier nicht mit den *Plicatula*-Tönen abschließt, sondern über diesen Tönen aus einer Schicht von gelblichem Sand und Sandstein besteht, der das Aptien vom Albien mit *Douvilleiceras mammillatum* sehr scharf absondert.

Im nördlichen Teile des Departements de la Meuse scheint die Unterkreide gänzlich zu verschwinden. Erst in den Ardennen kommt das Aptien besonders bei Grandpré unmittelbar auf Jura lagernd als eisenschüssiger Sand zum Vorschein. Dieser Sand ist von den Grünsanden und Phosphaten des unteren Gault überlagert. Seine Fauna führt wohl manche Art der Terebratellenzonen, aber gerade die häufigsten Typen seiner Fauna sind im unteren Aptien unbekannt, stimmen dagegen mit solchen des Albien überein. Die charakteristischen Cephalopoden der *Plicatula*-Tone fehlen gänzlich. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die transgressive Sande von Grandpré weder der *Terebratula*- noch der *Plicatula*-Zone, sondern

der obersten Zone des Aptien entsprechen. Diese Zone existiert im Departement de la Meuse, ebenso im Departement de la Haute-Marne, sie ist sehr reduziert im Departement de l'Aube. Im Departement de l'Yonne könnte sie durch die fossilreichen Sande mit *Ammonites Stobieckii* D'ORB. vertreten sein. Ferner gehören hierher die eisenreichen Sande von Crésancy bei Saucerre mit *Parahoplites Milleti*, *Hoplites tardefurcatus* und anderen Cephalopoden. Die Eisensande von Grandpré erstrecken sich mindestens in den nordwestlichen Teil des Pariser Beckens, man kennt sie an den Falaises der Normandie und des Boulonnais. Im Londoner Becken dürften die Sande von Farringdon hierher gehören.

Es zeigt sich somit, daß das Aptien des Pariser Beckens aus drei Horizonten mit drei aufeinanderfolgenden Faunen besteht: die untere Zone oder die Zone der *Terebratella Astieri* enthält neocome Formen neben jüngeren, dominierenden Typen, die mittlere Zone entspricht den allbekannten Tonen mit *Plicatula placunea* und kleinen limonitisierten Ammoniten, und endlich die obere Zone zeigt eine ähnliche Fazies wie die untere, enthält auch einige Arten der Fauna der unteren Zone, führt aber der Hauptsache nach Spezialformen und Formen, die in das Albien übergehen.

V. Uhlig.

A. Brives: Les terrains crétacés dans le Maroc occidental. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 5. 81. Paris 1905.)

Kreidebildungen gliedern sich im westlichen Marokko, in der Bled Makhzen genannten Gegend, in eine untere Schichtreihe mit *Hoplites Boissieri* PIET., *Ostrea Couloni* D'ORB., *O. aquila* D'ORB., *Toxaster africanus* COQ. (Unterkreide) und eine obere Gruppe mit *Acanthoceras Mantelli* SOW., *Ostrea flabellata*, *Astarte Seguenzae* TH. et PERON (Cenoman). Für die Vertretung des Senons konnte Verf. keine paläontologischen Anhaltspunkte gewinnen, er stellt dazu gewisse Schichten, die petrographisch an das algerische Senon erinnern.

Das merkwürdigste Glied des Neocoms ist dessen basales Glied, das aus rotem Pudding, roten Sandsteinen und Mergeln besteht und vom Verf. deshalb für untercretaceisch angesehen wird, weil es regelmäßig unter den Kalken mit *Ostrea Couloni* liegt. Nähert man sich, sei es dem Nord-, sei es dem Südrande des Kreide-Plateaus, so sieht man die Konglomerate verschwinden und Sandsteinen und dann roten Mergeln Platz machen. Von der Mächtigkeit von 400 m findet eine Reduktion auf einige 20 m statt. Die groben Sedimente wurden vermutlich im Grunde eines großen, in das Atlasgebirge eingreifenden Golfes gebildet.

Das Cenoman ist weit verbreitet und fossilreich, es besteht aus einer mächtigen Folge von Schichten, unter denen sandige Kalke vorherrschen.

Die Kreideschichten erscheinen im allgemeinen fast horizontal gelagert, und es bildet dieses Lagerungsverhältnis offenbar die Ursache des abgestuften Tafelbaues dieses Teiles von Marokko. Indessen existieren auch einige wenig vorspringende Falten. Einzig die Falte des Djebel Hadid

ragt steil auf. Diese Falten sind alle einander parallel von SW. nach NO. orientiert.

Verf. wendet sich in einer Anmerkung gegen die Auffassung von LEMOINE, der in Übereinstimmung mit K. v. FRITSCH die roten Sandsteine (Sandstein von Wansero) für permisch hält. Die Permformation sei erst weiter südlich entwickelt und mit Porphyry verbunden. Der interessanten Mitteilung des Verf.'s ist eine geologische Karte beigegeben. V. Uhlig.

R. Fourtau: Sur le Turonien d'Abou-Roach (Égypte). (Compt. rend. de l'Acad. des Sci. 1903. 584—586.)

Verf. tritt gegenüber DACQUÉ und BEADNELL für die Richtigkeit seiner Auffassung von dem turonen Alter der in Abu-Roach entwickelten Kreideablagerungen auf Grund neuer Aufsammlungen ein. Joh. Böhm.

A. Thevenin: Fossiles d'âge Albien provenant du NO. de Madagascar. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 5. 483. Paris 1905.)

Auf der Halbinsel von Ankarafa, nördlich von Analalava, entdeckte Kap. COLCANAP in grünlichem Sandstein Versteinerungen, die vom Verf. als zum Albien gehörig bestimmt wurden, und zwar *Phylloceras Velledae*, *Lytoceras* cf. *Sacya*, *Puzosia Beudanti*, *Phylloceras planulata* var. *otacodensis* STOL. und eine Reihe von Schlönbachien. Ein zweites Vorkommen dieses Horizontes fand sich 50 km südlich davon bei Manasamody. Die Fauna des oberen Albien von Madagaskar enthält neben indischen Arten auch westafrikanische (Angola) und zentral- oder südamerikanische (Peru, Texas) Arten. Die Einsendung des Kap. COLCANAP enthielt außerdem Bruchstücke von Belemniten und Ammoniten (*Hoplites* cf. *neocomiensis*), die auf die Vertretung des Neocoms hinweisen. LEMOINE erwähnt im Anschluß an diesen Vortrag von THEVENIN das Vorkommen von *Duvalia dilatata* und *Holcostephanus Astieri* in Marozavavy über Juraschichten mit reicher indischer Fauna. V. Uhlig.

W. Kilian et M. Piroutet: Sur les fossiles éocétraciques de la Nouvelle Calédonie. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 5. 113. Paris 1905.)

PIROUTET hat auf Neu-Kaledonien eisenschüssige Knollen mit Ammoniten gesammelt, die von KILIAN als untercretacisch erkannt wurden. Bei der häufigsten Art erinnern die inneren Windungen lebhaft an *Virgatites virgatus*, die äußeren Umgänge bald an einen *Holcostephanus* nach Art des *H. variegatus* PAQ., bald an *H. (Polyptychites) Koeneni* NEUM. et UHL. Diese Art ist also ein *Virgatites*, der in das *Holcostephanus*-Stadium eintritt. Außerdem sind noch ein *Polyptychites* (?), ferner ein *Douvilleiceras* aus der Gruppe des *D. Martini* und zwei Astierien vorhanden.

Es ist von großem Interesse, daß wir in Neu-Kaledonien auf Formen stoßen, denen man bisher mit Recht oder Unrecht einen „borealen“ Charakter zugeschrieben hat.

V. Uhlig.

Tertiärformation.

J. Simionescu: Über die Verbreitung und Beschaffenheit der sarmatischen Schichten der Moldau (Rumänien). (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1903. 103—110.)

Die sarmatischen Ablagerungen Rumäniens bilden die direkte Fortsetzung der gleichen Schichten in der Bukowina und in Bessarabien und reichen bis zu einer ideellen Linie, welche von oberhalb Corni am Sereth bis Falciu am Pruth gezogen gedacht wird. Eine petrographische Zerteilung dieser Ablagerungen ist in Rumänien allgemein sichtbar, wodurch sich eine frappierende Analogie mit den Verhältnissen des Wiener Beckens ergibt. Die untere Abteilung bildet ein Tegel — entsprechend dem Hernalser Tegel bei Wien —, der mitunter schwache Lignitflözchen oder auch Gipsknollen führt. Derselbe ist zumeist fossilfrei und nur selten findet man in dessen obersten Lagen kleine Schnecken und dünne Muscheln, von welchen folgende bestimmt werden konnten: *Modiola navicula* DUB., *Cardium irregulare* EICHW., *C. cf. Barboti* R. HOERN., *Ervilia podolica* EICHW., *Maetra deltoides* DUB., *Syndosmya reflexa* EICHW., *Rissoa angulata* EICHW., *R. inflata* ANDRZ.

Die obere petrographische Abteilung wird durch sandig-kalkige Gesteine charakterisiert, entsprechend dem Cerithiensandstein des Wiener Beckens. Man findet dort weiche oolithische Kalke, kieselige Sandsteine, Sande mit festen Sandsteinkonkretionen, kieselige Konglomerate (der Mülstein von Deleni) etc. Diese Bildungen erreichen eine Mächtigkeit von mehr als 300 m; ihre Fossilführung zeichnet sich aus durch Artenarmut und Individuenreichtum, so daß einzelne Arten fast gesteinsbildend auftreten. Immerhin werden aber aus diesen Ablagerungen über 50 verschiedene Arten angeführt, auf Grund deren eine Einteilung in die Horizonte SINZOW's resp. ANDRUSOW's versucht wird.

ANDRUSOW hatte zu den zwei Stufen SINZOW's noch eine oberste, dritte, hinzugefügt, und SIMIONESCU greift diese Einteilung der sarmatischen Stufe auf und schlägt für die einzelnen Abteilungen, nach dem Gebiete ihrer ausgeprägtesten Entwicklung, von oben nach unten folgende Bezeichnungen vor: Kersonien, Bessarabien, Volhynien. Im Zusammenhalte mit der Faunenliste ergibt sich nun, daß in der Moldau im wesentlichen bloß das Volhynien vertreten ist, da nur *Cardium Fittoni* und *Maetra podolica* auf das Bessarabien hinweisen, und Verf. gelangt zu der Annahme, „daß die obersten sarmatischen Schichten der Moldau in einer Zeit abgelagert wurden, als die bessarabische Fauna sich zu differenzieren begann. Sie konnte aber in der Moldau nicht zur vollen Entwicklung gelangen wie in Bessarabien, weil der Boden schon langsam auftauchte.“

An einem einzigen Fundorte, bei Bohutin im Pruth-Tale, wurden Süßwasserkonchylien, gemengt mit marinen Formen, bekannt, doch auch diese Schichten werden dem Volhynien zugerechnet.

Die untere Abteilung der Tone erreicht meist eine große Mächtigkeit, so bei Jassy über 400 m, und Verf. nimmt an, daß deren liegende Partien bereits miocänen Alters sind und ein Äquivalent der subkarpathischen miocänen Salzformation (teilweise zweite Mediterranstufe) bedeuten. Darauf scheint auch die Tatsache hinzuweisen, daß die Tone große Mengen verschiedener Salze enthalten, hauptsächlich Sulfate und Chloride von Na, K, Mg, welche bei Trockenheit effloreszieren, wie auch bereits Bitterwässer erbohrt wurden.

Zum Schlusse wird noch der Stancakalk erwähnt, der ebenfalls der sarmatischen Schichtreihe angehört. Er zieht längs des Pruth in den Distrikten Dorohoi und Botoschani und bildet die Fortsetzung des Toltry-Rückens in Bessarabien. Für das Alter des Kalkes sind die Steinkerne bezeichnend, von welchen erwähnt werden: *Cardium protractum*, *Modiola navicula* und *Rissoa inflata*.

L. Waagen.

Quartärformation.

O. Abel: Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 53. 1903. 91—140. 4 Textfig.)

Das untersuchte Gebiet erstreckt sich zwischen der böhmischen Masse und dem Außenrande der ostalpinen Flyschzone zwischen der Donau und Ybbs und wird von Bildungen eingenommen, welche vom Unteroligocän bis ins Mittelmioocän reichen. Die tiefsten Tertiärbildungen des alpinen Vorlandes in dem bezeichneten Abschnitte bestehen aus hellgrauen, schieferigen Mergeln, welche konkordant über die Sandsteine von Bruderndorf (nördlich von Stockerau a. d. Donau) folgen und unteroligocänes Alter besitzen. Sie wechsellagern mit Menilitschiefen und dünnplattigen Sandsteinen vom Typus der Steinitzer Sandsteine; an einigen Stellen enthalten sie Einlagerungen von Kalken und Kalkmergeln wie bei Niederhollabrunn. Diese Abteilung der schieferigen Mergel und Sandsteine des Tullner Beckens entspricht z. T. den Niemtschitzer Schichten Mährens. Konkordant darüber folgen Mergel und Sandsteine, welche von mittelmioocänen *Oncophora*-Schichten im südwestlichen Teile des Tullner Beckens konkordant überlagert werden. Die Mergel und Sandsteine reichen also vom Unteroligocän bis ins Mittelmioocän.

An den Rändern des Beckens, sowohl am Flyschrande wie am Rande der böhmischen Masse, werden diese Mergel im obersten Oligocän, Unter-mioocän und Mittelmioocän von Strandbildungen vertreten, welche nur faziell verschieden sind. Die Melker Schichten (Tegel von Pielach mit *Ostrea fimbrioides* ROLLE, weiße Sande von Melk, Blockschichten der Lochau) wechsellagern untereinander und mit dem Mergel und Sandstein des Vorlandes. Das dem Außenrande der Flyschzone vorgelagerte Buchberg-

konglomerat hat ungefähr das gleiche Alter wie die tiefsten Schichten der Mergel des Vorlandes (Unteroligocän und Mitteloligocän) und wird von den schieferigen Mergeln des Vorlandes, sowie von braunkohlenführenden Melker Schichten überlagert.

Am Außenrande der Alpen sind die Schichten stark gefaltet und gestört (Profil I—IV. p. 124). Die *Oncophora*-Schichten liegen in flachen Mulden über dem Mergel des Vorlandes. Während die Tertiärbildungen in geringer Entfernung vom Außenrande der Flyschzone flach liegen, tritt weiter im Vorlande nochmals eine Falte auf; im Haspelwald, Schildberg, bei St. Pölten und südöstlich von Loosdorf sind die Mergel noch einmal gefaltet. Steile Schichtstellungen beobachtet man an der Ybbs bei Kemmelbach am Südrande der böhmischen Masse.

Es hat somit schon in der Oligocänzeit eine Meeresstraße am Außenrande der Alpen bestanden, welche das bayrische Oligocängebiet mit dem mährischen und ungarischen verbindet. Die Schichten sind außerordentlich fossilarm, ihre Mächtigkeit sehr bedeutend. Mit den *Oncophora*-Schichten schließt die Reihe der marinen und brackischen Tertiärbildungen ab; den Abschluß bilden pliocäne Flußschotter.

O. Abel.

W. Wolff und R. Kissling: Eine Tiefbohrung auf dem Gelände der Petroleumraffinerie zu Bremen. WOLFF: Das geologische Profil. KISSLING: Chemische Untersuchung des erbohrten Wassers. (Abhandl. herausgegeben vom Naturwissensch. Verein zu Bremen. 27. 2. Heft. 1903. 419—424.)

Unter 10,5 m Alluvium folgen bis zur Tiefe von 236 m Schichten, die alle noch zum Diluvium gerechnet werden und zwar eine obere sandige Abteilung bis 28,6 m, eine mittlere tonige bis 78 m, eine untere sandige bis 236 m; letztere ist reich an miocänen Beimischungen. Durch den völligen Mangel an Geschiebemergel unterscheidet sich das dortige Diluvium von demjenigen des benachbarten Höhengebietes. Das Wasser aus 172—236 m ist auffallend salzreich, 7,89 g NaCl im Liter haltend; seine nähere Zusammensetzung wird mitgeteilt.

E. Geinitz.

W. Bergt: Stauchungen im Liegenden des Diluviums in Dresden. (Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden. 1903. 30—32. 1 Tab.)

Nachglazialer Weisseritzschotter bildet in Aufschlüssen der Geintzstraße mehrere Einstülpungen in den liegenden *Brongniarti*-Mergel; die Stauchungen sind nicht glazial, sondern durch Bewegung des erweichten Pläners unter der Last des Schotter an dem steilen Terrassenabfalle verursacht.

E. Geinitz.

F. Wiegers: Über Glazialschrammen auf der Kulm-grauwacke bei Flechtingen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 25. 472—476.)

Die Richtung der neu gefundenen Schrammen bewegt sich um die WO.-Linie, nur wenige verlaufen abweichend. Eine Zusammenstellung der Richtungen von den zwischen Öbisfelde und Magdeburg gefundenen Schrammen ergibt, daß auch auf diesem kleinen Gebiete nicht von einer einheitlichen Bewegungsrichtung des Eises die Rede sein kann. Bis auf Hundisburg kommt überall nur ein Geschiebemergel über den Schrammenoberflächen vor, derselbe ist bei Flechtingen oberer. **E. Geinitz.**

A. Bode: Die Moränenlandschaft im Odertale bei St. Andreasberg. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 26. 1905. 126. Mit Karte.)

Bestätigung und Ergänzung der KAYSER'schen Ansicht über eine ehemalige selbständige Vergletscherung des Harzes. In vier stufenförmig hintereinander liegenden Staffeln sind die Endmoränen im Odertale deutlich entwickelt, z. T. als das Tal durchquerende Blockwälle, mit charakteristischen kessel- oder lang schlauchförmigen geschlossenen Vertiefungen. Oberhalb der Moränenwälle muß später ein Staubecken entstanden sein.

Die Moräne besteht aus ungeschichtetem, lehmig-grandigem Granitgrus und kleinen Geschieben mit großen Blöcken; die Hauptmasse der Geschiebe besteht aus Brockengranit, Hornfels tritt zurück, seine Geschiebe sind glatt geschliffen. Das Entstehungsgebiet des Odergletschers ist in den wannenartigen Einsenkungen des west- und südwestlichen Brockenabhangs und des östlichen Bruchberges zu suchen.

Blockströme, seitlich scharf begrenzte Anhäufungen meist von Granitblöcken mit grusigem Zwischenmittel, an der Feuersteinwiese, an den Schnarchern beginnend und unterhalb des Bahrenberges bei Elend endigend, ferner die südöstlich vom Kleinen Winterberg, sind Ablagerungen kleiner, aus den Firnfeldern sich herauschiebender Eiszungen; auch mit Endmoränen. Als wahrscheinlich glaziale Bildungen gelten noch die Blockströme des Holtemme- und Ilsetales. **E. Geinitz.**

A. Jentzsch: Die erste *Yoldia* aus Posen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 26. 1905. 173.)

Die Kiesfunde von *Yoldia* beweisen, daß die Yoldien schon in West- und Ostpreußen waren, als der jüngste, mehrere Meter mächtige und weit verbreitete obere Geschiebemergel abgelagert wurde. Eine ähnliche Altersstellung hat der Fund von Zoppot (auch wieder zusammen mit Süßwasserbildungen). Jetzt fand JENTZSCH auch in Posen, bei Nakel, *Yoldia*, zusammen mit *Dreissensia* und *Cardium*, auf zweiter Lagerstätte im Talkies des Thorn—Eberswalder Haupttales; also Geschiebe, die ebenso wie die reichlichen Senongeschiebe auf einen Ursprung in der Umgebung des heutigen Weichseldeltas hinweisen. **E. Geinitz.**

O. Ampferer: Die Mündung des Vomperbaches. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1903. 231—234.)

Im Gebiet der Vomperbachmündung wurde ein neuer Aufschluß geschaffen, der in vorliegender Arbeit beschrieben wird. An der Sohle sieht man eine fein geglättete und gekritzte Fläche eines Muschelkalkrückens, auf welcher eine alte Grundmoräne mit Bändertonen auflagert. Darüber folgt etwa 100 m mächtig ein Konglomerat, dessen steile Deltaschüttung dasselbe als Schuttkegel des Vomperbaches erkennen lassen. Die Oberfläche des Konglomerates ist stark erodiert und wird von wenigstens 100 m horizontal gelagertem Schotter bedeckt, auf dessen neuerlich erodiertem Abschlusse eine zweite Grundmoräne lagert. Erratische Geschiebe sind in diesen Ablagerungen ziemlich verbreitet. Nach der Gliederung der glazialen Ablagerungen durch Penck würde die untere Moräne der Würmvergletscherung angehören, während der Vomperbach in der Zeit der Achenschwankung sein Delta in dem Stausee des Inntales aufschüttete, und die Schottermassen bei der Verlandung des Stausees abgesetzt wurden. Die obere Grundmoräne aber muß dem Bühlstadium zugewiesen werden. — Der jetzige Bachlauf hat sich tief sein Bett eingegraben, an dessen rechten Ufer nicht weniger als vier bis fünf Terrassen beobachtet werden können.

L. Waagen.

A. P. Coleman: Rock basins of Helen mine, Michipicoten, Canada. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1902. 293—304. 1 Taf. 2 Fig.)

Das kleine, enge Tal der Helen Mine, am canadischen Ufer des oberen Sees, beherbergt zwei Seen: Lake Sayers und Boyer, die insofern bemerkenswert sind, als sie echte Felsbecken darstellen und nirgends eine Abdämmung durch Moränenmaterial erkennen lassen. Überhaupt soll ein glazialer Ursprung bei ihnen ausgeschlossen sein. Sie werden durch chemische Auflösungsprozesse erklärt, die in der geologischen Beschaffenheit des anstehenden Gesteins begründet sind. Die Seen liegen nämlich im Gebiete der unterhuronischen Formation, welche sehr reich an leicht zerstörbaren Eisenerzen, besonders Spateisen und Schwefelkies ist. Wahrscheinlich steht das mächtige Brauneisenlager der Helen Mine am Ostrande des Lake Boyer in ursächlichem Zusammenhang mit der Seebildung. Die Felsbecken sind sicher präglazial und älter als die meisten anderen canadischen Seen.

E. Philippi.