

# **Diverse Berichte**

## Mineralogie.

### Kristallographie. Mineralphysik. Mineralchemie.

G. Friedel: Sur les bases expérimentales de l'hypothèse réticulaire. (Compt. rend. 140. p. 730 u. 873. 1905; auch Bull. soc. franç. de min. 28. p. 95—150. 1905.)

Wenn auch zuzugeben ist, daß kristalline Massen häufiger als amorphe merklich homogen und amorphe selten sehr anisotrop sind, so ist doch nach Verf. das Charakteristische des kristallinen Zustandes weder in der Homogenität noch in der Anisotropie zu suchen, da einerseits beide einer amorphen, z. B. durch Spannung anisotrop gemachten (und in einer hinreichend kleinen Ausdehnung homogenen) Substanz zukommen können, andererseits die Homogenität, z. B. gebogenen Kristallen, mangeln soll. Es ist vielmehr klar, daß eine Theorie, welche, wie z. B. die MALLARD'sche, lediglich von der Homogenität und Anisotropie kristalliner Medien ausgeht, eine wesentliche Eigentümlichkeit derselben nicht berücksichtigt, nämlich eine Periodizität ihrer Struktur. Während Anisotropie und Homogenität auch mit einer Verteilung der Materie im Einklang sein würden, bei welcher diese nur im Mittel für jede Richtung gleich, und nur vom Mittel anderer Richtungen verschieden wären, bedingt die Periodizität der Struktur im Gegensatz zu den gewöhnlich allein [namentlich bei französischen Autoren. Ref.] als physikalisch bezeichneten Eigenschaften die Diskontinuität gewisser vektorieller Eigenschaften, nämlich die Existenz ebener Kristallflächen, sowie die Fähigkeit zu Spaltung und Gleitung nur nach gewissen, nicht auch nach letzteren benachbarten Ebenen. Aus dieser Diskontinuität, die demnach auch die Grundlage einer Strukturtheorie sein muß, ist indessen zunächst wesentlich nur zu folgern, daß in Kristallen unendlich-zählige Symmetrieachsen unmöglich sind, daß sie vielmehr nur die Symmetrie von Polyedern mit endlicher Flächenzahl haben können. Die Diskontinuität ist aber außerdem dem Rationalitätsgesetz unterworfen und erst mit Hilfe dieses weiteren Erfahrungssatzes gewinnt man die nötige Unterlage für eine Strukturtheorie. Nun ist klar, daß die Forderung rationaler Indizes mit der Annahme, Kristallflächen seien Netzflächen eines Raumgitters, gut verträglich ist; trotzdem wäre es ungerechtfertigt, auf Grund eines allgemeinen Rasonnements irgend ein solches Raumgitter als in einem Kristall vorhanden anzunehmen, und von dieser Vorstellung

anstatt von dem Satz der rationalen Indizes auszugehen, denn es ist nicht möglich, rein logisch, ohne weitere Voraussetzungen über die Wirkungsweise der kleinsten Teile, das Auftreten von ebenen Flächen, Spaltflächen etc. abzuleiten, es läßt sich vielmehr nach Verf. zeigen, daß die Raumgittertheorie schon zur Ableitung der Symmetrieklassen noch andere, im Rationalitätsgesetz nicht enthaltene Erfahrungen voraussetzt.

Verf. zeigt nun ausführlich, daß aus dem Rationalitätsgesetz nicht nur die bekannten 32 Symmetrieklassen mit Symmetrieachsen rationaler Richtung folgen, sondern daß außerdem noch solche mit dreizähligen Achsen denkbar sind, bei welchen diese Richtungen und ihre Normalebenen nicht rational sind. Es genügt hier, auf die dem Verf. anscheinend nicht bekannt gewordenen Darlegungen von B. HECHT (dies. Jahrb. 1895. II. -248-) zu verweisen. Zwei dieser Abteilungen haben die Symmetrieelemente der rhomboedrischen Tetartoedrie und der pentagonalen Hemiedrie, von denen sie sich aber dadurch unterscheiden, daß sie keine Meroedrien, sondern Holoedrien sind, in dem Sinne nämlich, daß sich ihre Symmetrie durch Hinzufügung irgendwelcher Flächen, die dem Rationalitätsgesetz gehorchen, nicht würde erhöhen lassen. Verf. nennt diese Abteilungen *système ternaire irrationnel* und *système cubique irrationnel*. Zwei weitere Abteilungen der Art wären als holoaxiale Hemiedrien der vorigen zu bezeichnen. An Kristallen, welche den beiden trigonalen Abteilungen zugehören sollten, dürften weder Basis noch Prismen auftreten, und um Flächen rhomboedrischer Lage rationale Indizes zu geben, müßte man bei Zugrundelegung der drei Kanten irgendeiner dreiseitigen Pyramide als Achsen auf diesen Einheiten wählen, deren Kubus oder Produkte in rationalem Verhältnis stehen. In den beiden regulären Abteilungen dieser Art wären Oktaederflächen unmöglich, ebenso Flächen von Ikositetraedern etc. In Wirklichkeit kennt man nun Kristalle dieser Art nicht, obwohl das Rationalitätsgesetz sie zuläßt; ausgeschlossen werden sie aber in der Tat durch die Raumgittertheorie, und in diesem Umstande sieht Verf. daher ein wichtiges Anzeichen dafür, daß Kristallen in der Tat Raumgitterstruktur zukommt; er macht zugleich darauf aufmerksam, daß es demnach nicht gleichgültig ist, ob man zur Ableitung der möglichen Symmetrieklassen vom Rationalitätsgesetz oder den BRAVAIS'schen Gittern ausgeht.

[Punktsysteme mit Raumgitterstruktur, denen eine irrationale dreizählige Symmetrieachse zukommt, sind ebenfalls denkbar, wie HECHT (l. c.) gezeigt hat. Daß sie unter den BRAVAIS'schen nicht als besondere Abteilungen erscheinen, liegt an der Definition der Symmetrieachsen durch BRAVAIS als reiner Drehungsachsen. Die Raumgittertheorie schließt also das Vorkommen derartiger Strukturen von vornherein ebensowenig aus wie das Rationalitätsgesetz; unmöglich werden sie vielmehr erst durch die allerdings für Kristalle, nicht aber für bloße „Punktsysteme“, selbstverständliche Annahme, daß eine Richtung erst dann zur Symmetrieachse wird, wenn die durch sie zur Deckung gebrachten Richtungen etc. auch physikalisch gleichartig, d. h. im Sinne der Raumgittertheorie in gleicher Weise mit Punkten besetzt sind. Ref.]

O. Mügge.

**Benito Hernando y Monge:** Estudios sobre des arrollo de maclas. (Memorias de la Real Sociedad española de Historia natural. 3. 1905. p. 189—270. Mit 36 Tafeln.)

Verf. gibt in seiner Arbeit eine Anleitung, wie die Netze von Zwillingkristallen zu konstruieren sind. Er setzt zunächst die allgemeinen Grundsätze auseinander, wobei er von den weniger verwickelten Verhältnissen der einfachen Kristalle in ihren verschiedenen mehr oder weniger flächenreichen Formen ausgeht, von denen aus er dann zu den Zwillingen in ihrer mannigfaltigen Ausbildungsweise (Juxtaposition, Penetration, Ergänzungszwillinge etc.), sowie zu den Viellingen fortschreitet. Den Hauptteil des Buches nimmt die Behandlung einer großen Anzahl spezieller Beispiele der verschiedensten Art aus allen Kristallsystemen ein. Diesem Abschnitt sind auch die sämtlichen gut und klar gezeichneten Tafeln gewidmet, die nicht nur Netze von Zwillingen, sondern je nach Bedarf auch solche von einfachen Kristallen und die für die Entwicklung der Netze nötigen Hilfskonstruktionen geben. Die Beispiele sind zweckmäßig aus zahlreichen Mineralspezies gewählt, um eine möglichst große Mannigfaltigkeit von Ausbildungsformen von Zwillingen zur Darstellung zu bringen. Es sind die folgenden: Flußspat (Würfelzwillinge), Spinell, Schwefelkies (Zwilling des „eisernen Kreuzes“), Diamant (Verwachsung von 2 und von 4 Tetraedern), Quarz (Kniezwilling nach der Deuteropyramide), Kalkspat (Rhomboeder- und Skalenoederzwilling nach der Basis), Kupferkies (Zwilling nach der Grundform), Zinnstein (mit Visier), Rutil, Aragonit (Zwillinge von Molina und Bilin), Bournonit (Rädelerz), Markasit (Kammkies), Weißbleierz (sternförmige Drillinge), Staurolith (rechtwinkelige und schiefwinkelige Durchkreuzung), Arsenkies (gewöhnlicher Zwilling nach dem Makrodoma), Augit (Zwilling nach dem Orthopinakoid), Gips (verschiedene Zwillinge), Orthoklas (Karlsbader Zwilling), Albit (verschiedene Zwillinge) und Cyanit.

Max Bauer.

**P. Gaubert:** Sur la syncrystallisation de deux substances différentes. (Bull. soc. franç. de min. 28. p. 180—184. 1905.)

Der Pleochroismus künstlich gefärbter Kristalle beruht, wenn er mit dem der färbenden kristallisierten Substanz „übereinstimmt“, nach Verf. darauf, daß beide in den gefärbten Kristallen regelmäßig miteinander verwachsen sind; stimmt der Pleochroismus in beiden dagegen nicht überein, so soll dieselbe färbende Substanz im Kristall „gelöst“ sein, und dann mit der Gitterstruktur desselben „zusammenhängen“. So z. B. beim salpetersauren Harnstoff; sein Gitter soll für Methylenblau durchdringbar sein; indessen nur während des Wachstums, also nicht so wie Zeolithe für gewisse Gase und Flüssigkeiten, sondern so wie (anscheinend) Heulandit für gewisse Farbstoffe. In beiden Fällen künstlicher Färbung soll diese den Habitus derart beeinflussen, daß die Fläche sich am stärksten entwickelt, welche den meisten Farbstoff absorbiert. [Woran diese zu erkennen, ist nicht angegeben. Ref.] Als Belege für diese Anschauungen werden folgende Beobachtungen angeführt:

Kristalle von Kupfervitriol werden, wenn sie in einer gesättigten Lösung von Methylenblau wachsen, stark pleochroitisch, und zwar ebenso wie der Farbstoff selbst, nämlich für Schwingungen  $\perp c$  violett rot,  $// c$  blau; daraus wird geschlossen, daß beiderlei Kristalle mit parallelen Achsen  $c$  verwachsen sind. Dabei sind die Kristalle von Kupfervitriol stets verlängert  $// c$  [die angegebene Orientierung des Pleochroismus im Kupfervitriol scheint, da seine Achse  $c$  keine optische Symmetrieachse ist, bemerkenswert. Ref.]. Die durch SÉNARMONT'S Färb-Versuche bekannten Kristalle des wasserhaltigen Strontiumnitrats erhalten ebenfalls durch Methylenblau den Pleochroismus des Farbstoffs und zwar in einer Orientierung, aus welcher geschlossen wird, daß die Achse  $c$  des Farbstoffs mit  $a$  des Nitrats zusammenfällt, daher dann die gefärbten Kristalle zugleich wieder unter vorherrschender Entwicklung von Flächen  $\{021\}$  in der Richtung  $a$ , wachsen, so lange ihre Mutterlauge noch mit Methylenblau gesättigt ist. Bei gefärbtem Thalliumsulfat ist nach dem Pleochroismus zu urteilen wieder  $c // c$  des Farbstoffes, ebenso bei Morphin. — In allen diesen Fällen ist die Menge des eingelagerten Farbstoffes sehr gering (am größten noch bei dem früher untersuchten Bleinitrat), indessen wird Verf. demnächst über Mischungen mit kristallisierten Farbstoffen berichten, in welchen letztere über den gefärbten überwiegen.

O. Mügge.

---

W. Meyerhoffer: Über Schmelzintervalle. (Zeitschr. f. Krist. 39. p. 374—378. 1904. 1 Fig.)

Die Schmelzung eines homogenen kristallisierten Körpers kann unter Umständen über ein Temperaturintervall sich erstrecken, und zwar, wenn der schmelzende Körper aus zwei (oder mehreren) Komponenten besteht, die individuell für sich existenzfähig sind. Demnach kann man bei Doppelsalzen und Hydraten nach einem Schmelzintervall suchen, mit Sicherheit beobachtet wurde es freilich nur bei Hydraten, doch wäre auch u. a. bei manchen Silikatmineralien die Existenz eines solchen mit Beobachtungen gut vereinbar. Neben dem stabilen Schmelzintervall — in dessen Beginn sich eine inkongruente Schmelze ausscheidet — kann bisweilen auch ein labiles treten, letzteres prägt sich jedoch bei der Abkühlung niemals aus.

E. Sommerfeldt.

---

C. Doelter: Die Silikatschmelzen. I. und II. (Sitzungsber. d. Wiener Akad. Math.-naturw. Kl. 113. Abt. 1. p. 177—249. 7 Fig. p. 495—511. 4 Fig. 1904.)

An Gemengen von verschiedenen Silikaten wurden Schmelzpunktbestimmungen und Impfversuche ausgeführt (vergl. auch dies. Jahrb. 1903. II. - 60-), wobei sich zeigte, daß in einigen Fällen durch Impfung eine Umkehrung der Ausscheidungsfolge bewirkt werden kann. Der Schmelzpunkt eines Gemenges liegt meistens in der Nähe der niedriger schmelzenden Komponente, wozu die lösende Wirkung, die dieser leicht schmelzende Bestandteil auf den anderen ausübt, beiträgt. Bei der Abkühlung

scheiden sich zuerst die einfachen Oxyde und Aluminate, dann die einfachen Silikate und schließlich die komplizierteren aus.

Die Angriffe, welche von VOËT (vergl. dies. Jahrb. 1903. II. -59-) gegen ROSENBUSCH's Satz über die Erstarrungsfolge der Mineralien erhoben wurden, erscheinen dem Verf. nicht stichhaltig, auch über den eutektischen Punkt und die Anwendung der VAN'T HOFF'schen Formel äußert derselbe Ansichten, die denen VOËT's (l. c.) widersprechen.

In der zweiten Mitteilung ist die Beschreibung eines Kristallisationsmikroskopes für hohe Temperaturen von Interesse; dasselbe ist mit einem kleinen eutektischen Widerstandsöfchen ausgestattet, welches von HERAEUS nach dem Prinzip seiner Röhrenöfen gebaut wurde und Temperaturen bis  $1400^{\circ}$  zu erreichen gestattet. Es ließ sich feststellen, daß Substanzen, welche großes Kristallisationsvermögen und große Kristallisationsgeschwindigkeit besitzen, zuerst auskristallisieren (hierher gehören Magnetit, Korund, Eisenglanz, Spinell, Olivin) und daß der mehr oder weniger hohe Schmelzpunkt der reinen Verbindung für die Ausscheidungsfolge wenig in Betracht kommt, da die meisten Verbindungen sich erst bei  $1150^{\circ}$ , und zwar in dem nicht sehr großen Intervall bis zu  $900^{\circ}$  ausscheiden.

Wo in einer Schmelzlösung  $MgO$  und  $SiO_2$  vorhanden sind, bildet sich entweder  $Mg_2SiO_4$  oder ein Mg-Pyroxen;  $Al_2O_3$  und  $MgO$  liefern bei hoher Temperatur leicht Spinell, derselbe wird aber vom Verf. als ein metastabiles Produkt betrachtet, da er sich meist nur bei rascher Abkühlung bildet. Auch Mischungen dreier Mineralien wurden umgeschmolzen, und zwar ließen Gemenge von Labradorit, Magnetit, Augit oder Labradorit, Augit, Olivin keine sehr großen Schmelzpunktserniedrigungen erkennen, wohl aber die Mischungen Albit, Magnetit, Augit.

Auch den innerhalb der Schmelze erfolgenden Dissoziationsvorgängen schreibt Verf. einen wichtigen Einfluß auf die Ausscheidungsfolge zu.

E. Sommerfeldt.

---

C. Doelter: Die Silikatschmelzen. Dritte Mitteilung. (Sitzungsber. der kaiserl. Akad. der Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Kl. 114. Abt. I. 1905. p. 529—588.)

In dieser Mitteilung werden behandelt: Schmelzpunkt und Viskosität, Kristallisationsvermögen der gesteinsbildenden Mineralien, die Ausscheidungsfolge und die eutektischen Mischungen, sowie die Kristallisationsgeschwindigkeit isomorpher Silikate.

Die von verschiedenen Forschern vorgenommenen Schmelzpunktbestimmungen von Silikaten haben besonders für Leucit, Anorthit, Olivin, Orthoklas und Albit recht bedeutende Abweichungen ergeben, namentlich gilt dies für Bestimmungen des Verf.'s und solche von BRUX. Der Schmelzpunkt ist der Schnittpunkt der Tensionskurven der festen und der flüssigen Phase, der Punkt, bei dem beide Phasen gleichzeitig vorhanden sein können. Die Schwierigkeit der Schmelzpunktbestimmung besteht nun darin, daß es bei vielen Silikaten ein Intervall gibt, bei dem beide Phasen gleichzeitig

vorhanden sind. Es beträgt bei den genannten Alumosilikaten 30° bis 90°, während es bei Augit und Hornblende sehr klein ist. Daher empfiehlt es sich, nicht den Verflüssigungspunkt dem Schmelzpunkt gleich zu setzen, sondern den Umwandlungspunkt der kristallisierten Phase in die amorphe.

Da sich manche Silikate in die amorphe Phase umwandeln, ohne stärker flüssig zu werden, und dies die Schmelzpunktsbestimmung beeinflusst, ist es von Wichtigkeit, die Viskosität der wichtigeren Silikate genauer zu kennen. Verf. hat nun die Viskositätskurven für Orthoklas, Albit, Labradorit, Eläolith, Anorthit, Leucit, Diopsid, Hedenbergit, Augit und Akmit festgestellt mit dem Ergebnis, daß sie für die vier zuletzt genannten Mineralien einen Knickpunkt hat in der Nähe des Umwandlungspunktes der festen Phase [soll wohl amorph heißen, Ref.] in die kristallisierte, und zwar wenig über diesem; daher stimmen verschiedene Schmelzpunktsbestimmungen auch ziemlich gut überein. Für die andern existiert kein Punkt, in dem sich die Viskosität plötzlich ändert, sondern ein mehr geradliniges Kurvenstück.

Das Kristallisationsvermögen, bestimmt durch die Zahl der spontan entstehenden Kristallisationszentren in der Gewichtseinheit der unterkühlten Flüssigkeit pro Zeiteinheit bei gegebener Temperatur ist sehr verschieden, entspricht aber nicht der Kristallisationsgeschwindigkeit. Es gibt Körper, die sehr viele Kristallisationszentren zeigen, wie Spinell und Olivin, deren Kristallisationsgeschwindigkeit aber nicht groß ist. Auf Grund der Untersuchungen wird folgende Reihenfolge für das Kristallisationsvermögen aufgestellt:

Übersicht über das Kristallisationsvermögen.

	Abkühlungszeit		
	1 Minute	5 Minuten	3 Stunden
Spinell (künstlich) .	fast ganz kristallin	ganz kristallin	ganz kristallin
Magnetit (Mulatto)	"	"	"
Olivin (Söndmöre) .	halb kristallin	"	"
Bronzit (Kraubath)	"	70—80 % krist.	"
Hedenbergit (Elba) .	glasig	70 % kristallin	"
Augit (Monti Rossi)	"	65—70 % krist.	"
Augit (Arendal) . .	"	65 % kristallin	"
Anorthit . . . . .	"	40—45 % krist.	"
Labradorit (Kiew) .	"	40—45 % krist.	"
Leucit (Vesuv) . . .	"	30—35 % krist.	"
Nephelin (Miask) .	"	30—35 % krist.	"
Diopsid (Ala) . . . .	"	glasig	krist. m. Glasspur.
Akmit (Eger) . . . .	"	"	meistens zersetzt
Albit (Pfitsch) . . .	"	"	glasig
Orthoklas (Arendal)	"	"	"
Quarz . . . . .	"	"	"

Eine direkte Verbindung des Kristallisationsvermögens mit der chemischen Zusammensetzung läßt sich nicht geben.

In gemischten Schmelzen ändert sich das Kristallisationsvermögen und zwar hängt dies in erster Linie von der Viskosität der Schmelze ab; bei gesteigerter Viskosität wird das Kristallisationsvermögen und die Kristallisationsgeschwindigkeit verringert, bei verminderter Viskosität aber vergrößert und hierauf beruht z. T. der Einfluß der Kristallisatoren.

Für die Kristallisationsgeschwindigkeit gilt im ganzen dieselbe Reihenfolge, nur folgt Olivin erst nach Augit; auch die Ausscheidungsfolge stimmt mit dem Kristallisationsvermögen gut überein, da aber, wo es sich um Mischungen von Komponenten handelt, die nahezu gleiches Kristallisationsvermögen haben, wird die eutektische Regel die Ausscheidungsfolge bestimmen, wobei aber die Unterkühlung eine wesentliche Rolle spielt; isomorphe Körper besitzen durchaus nicht immer gleiches Kristallisationsvermögen. Die Kristallisationsgeschwindigkeit isomorpher Mischungen scheint nach den bis jetzt vorliegenden Versuchen keine additive, sondern eine konstitutive Eigenschaft zu sein.

Zur Bildung von Zonenkristallen müssen die einzelnen Verbindungen, welche sich mischen: 1. verschiedenen Schmelzpunkt, 2. verschiedene Kristallisationsgeschwindigkeit und 3. kleine Diffusionsgeschwindigkeit besitzen. Bei Kristallen aus künstlichen Schmelzen tritt Zonenstruktur nur selten auf.

Eutektische Mischungen sind bei Mineralschmelzen viel seltener als man nach der Theorie erwarten sollte. Der Grund liegt einesteils in dem verschiedenen Kristallisationsvermögen und der Kristallisationsgeschwindigkeit, daneben dürfte die Unterkühlung von Einfluß sein. Des Verf.'s Anschauungen weichen vielfach von denen J. H. L. Vogt's ab und er sucht seinen Standpunkt zu begründen. Um zu sehen, wie berechnete eutektische Mischungen oder wirkliche, als solche beobachtete, bei der Erstarrung sich verhalten, wurden sie unter dem Mikroskop untersucht, insbesondere um gleichzeitige Abscheidung und Eutektstruktur zu konstatieren. Im folgenden ist die gewählte Mischung und das jedesmalige Ergebnis zusammengestellt:

1. Mischung von 66 Magnetit, 12 Olivin, 22 Albit. Ausscheidungsfolge: Magnetit, Magnetit-Olivin (Eisenglanz), Olivin, Albit.

2. Eutektische Mischung von Augit-Olivin. Eine eutektische Struktur konnte in der erstarrten Schmelze nicht beobachtet werden. Reihenfolge: Magnetit, Olivin, viel Augit mit wenig Olivin, Augit.

3. Mischung von 75 Fayalit und 25 Magnetit. Eutektstruktur fehlt. Reihenfolge: Magnetit, Magnetit mit etwas Fayalit, Fayalit, Fayalit mit Magnetit, Fayalit.

4. Eutektische Mischung von Olivin und Magnetit, 80:20. Eutektstruktur bildet sich nicht, aber eine Annäherung an eutektische Mischung ist vorhanden. Reihenfolge: Magnetit, Magnetit mit wenig Olivin, Olivin mit wenig Magnetit, Olivin, Magnetit.

5. Mischung von 2 Anorthit und 1 Olivin. Reihenfolge der Abscheidungen war: Olivin, Plagioklas mit Olivin, Plagioklas, Plagioklas mit Olivin.

R. Brauns.



J. H. L. Vogt: Die Theorie der Silikatschmelzlösungen. (Ber. d. V. internat. Kongr. f. angew. Chemie zu Berlin. 1903. Sektion IIIA. 2. p. 70.)

Der Vortragende berichtet über seine Untersuchungen über Silikatschmelzlösungen, besonders über Ca-, Mg-, Mn- und Fe-Silikatschmelzen mit verhältnismäßig wenig  $Al_2$  und  $Fe_2$ . Der Bericht selbst ist schon so knapp gehalten wie ein Referat, es können hier nur einige Hauptergebnisse mitgeteilt werden.

Als ein Hauptresultat der Untersuchungen ergibt sich, daß in Silikatschmelzlösungen, welche als Lösungen ineinander von zwei Mineralkomponenten aufzufassen sind, die Individualisationsgrenze und die Schmelzpunktminima, das sind die eutektischen Punkte, im allgemeinen miteinander identisch sind. Beispiel: In Ca-Mg- $Al_2$ -Orthosilikatschmelzmassen (mit so viel  $Al_2O_3$ , wie es der Mischung von Melilith und Olivin entspricht) ist die Kristallisationsfolge:

In Schmelzflüssen mit mehr Ca als nach dem Verhältnis 0.55 Ca : 0.45 Mg, zuerst Melilith, später Melilith und Olivin gleichzeitig.

In Schmelzflüssen mit weniger Ca als nach demselben Verhältnis, zuerst Olivin, später Olivin und Melilith gleichzeitig.

In Schmelzflüssen von gerade dem angegebenen Verhältnis beide Mineralien gleichzeitig. Und die maximale Schmelzpunkterniedrigung derselben Ca-Mg- $Al_2$ -Orthosilikatschmelzmassen liegt bei demselben Ca : Mg-Verhältnis.

Ferner ergeben die Untersuchungen, daß die Schmelzpunkterniedrigungen in Schmelzflüssen, die als Lösung dreier (oder mehr) Mineralien ineinander aufzufassen sind, in ähnlicher Weise wie es bei den Salzlösungen und Legierungen der Fall ist, besonders groß sind.

Das eutektische Gemenge für einige Mineralien liegt etwa bei folgendem Gewichtsverhältnis: 70 Gewichtsteile Augit : 30 Gewichtsteile Olivin; 74 Melilith : 26 Olivin; 55 Augit : 45 hexagonales Calciummetasilikat; 65 Melilith : 35 Anorthit.

Für zwei Mineralien mit ungefähr gleich hoher Schmelztemperatur liegt der eutektische Punkt ungefähr in der Mitte zwischen beiden Mineralien; für zwei Mineralien mit weit voneinander liegenden Schmelzpunkten liegt der eutektische Punkt am nächsten dem Mineral mit dem niedrigsten Schmelzpunkt. Hieraus erklärt sich u. a. in Gesteinen die frühzeitige Ausscheidung der schwer schmelzbaren Mineralien wie Korund, Spinell, Olivin usw., wenn diese in genügend reichlicher Menge vorhanden sind.

Für eine Reihe (6) Mineralkombinationen, in jedem Falle mit zwei ineinander gelösten Mineralien, hat Verf. einerseits die molekulare Schmelzpunkterniedrigung aus den tatsächlich beobachteten Schmelzpunkterniedrigungen berechnet und andererseits die molekulare Schmelzpunkterniedrigung aus VAN'T HOFF's Formel ( $\Delta T = 0,0198 \frac{T^2}{L}$ , worin T die absolute Temperatur von  $-273^\circ$  an gerechnet. L die latente Wärme

pro Gramm Substanz des Lösungsmittels A und  $\Delta T$  die von dem Gramm-äquivalent, mit Berücksichtigung des Dissoziationsgrades, der gelösten Substanz B in 100 g Substanz A hervorgerufene Schmelzpunktniedrigung ist), mit Berücksichtigung der vorher bestimmten Werte der latenten Schmelzwärme berechnet, und zwar unter der Voraussetzung, daß die elektrolytische Dissoziation der geschmolzenen Silikate so schwach ist, daß sie vernachlässigt werden kann. Die zwei voneinander unabhängigen Berechnungen geben für alle 6 Mineralkombinationen durchgängig ganz gute Übereinstimmungen, wenn von den kleinst möglichen Molekularformeln der gelösten Mineralien ausgegangen wird, dagegen keine Übereinstimmung, wenn polymerisierte Moleküle angenommen werden. Hieraus folgt das wichtige Resultat:

Die Silikatschmelzlösungen sind gegenseitige Lösungen verschiedener chemischer Verbindungen, und zwar derjenigen Verbindungen, welche bei der Abkühlung kristallisieren.

Die Molekularformeln der bisher untersuchten gelösten Mineralien sind nicht polymer.

Die für die gewöhnlichen Salzlösungen und Legierungen geltenden chemisch-physikalischen Lösungsgesetze lassen sich auf die Silikatschmelzlösungen übertragen.

Die Untersuchungen finden auf mehrere Gebiete Anwendung sowohl auf die chemische Technologie, besonders die Metallurgie, wie auch auf die Petrographie. In bezug auf diese wird zunächst darauf hingewiesen, daß die Eruptivmagmen Silikatschmelzlösungen sind und die Deutung der Kristallisationsvorgänge der Eruptivmagmen muß auf der chemisch-physikalischen Lösungstheorie beruhen. Aus dieser Theorie folgt, daß ROSENBUSCH'S bekannte Regel für die Kristallisationsfolge nach sogen. „abnehmender Basicität“ nicht berechtigt ist, aus den gleichen Gründen ist seine „Kerntheorie“ unhaltbar; die Eruptivmagmen sind vielmehr gegenseitige Lösungen von denjenigen Mineralien, welche bei genügender Abkühlung auskristallisieren. Diejenigen Lösungsbestandteile, welche zuerst kristallisieren, sind auch der Diffusion unterworfen und können magmatische Spaltung erleiden, die Faktoren aber, welche die Diffusion bewirken, sind noch nicht genügend erkannt. Zur Erklärung der Kristallisationsvorgänge des Granits und Quarzporphyrs haben wir einen Ausgangspunkt in der Feststellung des eutektischen Gemenges zwischen Feldspat und Quarz. Der Schriftgranit ist eine eutektische Mischung von Feldspat und Quarz und enthält etwa 74,25 Gewichtsprozent Feldspat und 25,75 Gewichtsprozent Quarz. In einem Magma, welches nur aus einer gegenseitigen Lösung von Quarz und Orthoklas oder Oligoklas besteht, muß Quarz zuerst zu kristallisieren anfangen, wenn die Lösung mehr Quarz enthält als das obige Verhältnis (in Quarzporphyr), und Feldspat zuerst bei mehr Feldspat in der Lösung (Granit).

Bemerkungen über andere eutektische Mischungen bilden den Schluß.

R. Brauns.

**A. Brun:** Etude sur le point de fusion des minéraux. (Arch. des Sciences phys. et nat. 1904. 16 p.)

Da die früheren Schmelzpunktbestimmungen des Verf.'s (vergl. dies. Jahrb. 1903. I. - 4-) von **VOGT** und **DOELTER** angegriffen wurden (vergl. dies. Jahrb. 1903. I. - 5—9- u. 1903. II. - 60-), benutzt derselbe eine neue Versuchsmethode und bestimmt auf kalorimetrischem Wege die Schmelzpunkte und zugleich die Wärmekapazitäten der schon früher untersuchten Mineralien. Hierbei ergibt sich eine Bestätigung seiner eigenen früheren Zahlen, zugleich aber auch eine Aufklärung für die abweichenden Angaben **DOELTER**'s. Denn Verf. findet, daß man unterscheiden muß zwischen dem Schmelzpunkt des Kristalls, der Schmelz- und Erweichungstemperatur des Kolloids, dem Kristallisationspunkt des Kolloids und der Temperatur des Zusammen-sinterns der pulverisierten Substanz, daß andererseits **DOELTER**'s Zahlen innerhalb der Grenzen, welche diesen Verschiedenheiten entsprechen, sich befinden. Beim Anorthit z. B. liegt der niedrigste dieser Punkte bei 1083, der höchste bei 1250, während **DOELTER** und **VOGT** die Temperaturen 1220, 1124, 1190 als Schmelzpunkte angeben, was ziemlich genau mit den jetzigen Zwischenpunkten des Verf.'s übereinstimmt. Außer Anorthit werden noch folgende Mineralien untersucht: Albit, Orthoklas, Leucit, Olivin, Wollastonit und „Pseudowollastonit“ (hexagonale Modifikation dieses Metasilikats).

**E. Sommerfeldt.**

**N. Slatowratsky** und **G. Tammann:** Erweichen Kristalle in der Nähe ihres Schmelzpunktes? (Zeitschr. f. physik. Chemie. 53. p. 341—349. 3 Fig. 1905.)

Verf. geben eine indirekte Methode an, um die bei der Bestimmung von Schmelzpunkten entscheidende Frage, ob ein Erweichen oder momentanes Verflüssigen stattfindet (vergl. auch das vorige Referat), zu beantworten. Die Methode besteht darin, die Plastizität der Stoffe in ihrer Abhängigkeit von der Temperatur zu untersuchen. Experimentell haben Verf. das Problem nur teilweise bearbeitet und fanden die bei Metallen schon früher ermittelte Regel bestätigt, daß durch Temperaturzunahme von 10 % eine ungefähre Verdoppelung der Plastizität eintritt.

**E. Sommerfeldt.**

**J. H. L. Vogt:** Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung. II. Über die Schmelzpunkterniedrigung der Silikatschmelzlösungen. 235 p. 4 Taf. 26 Fig. Christiania 1904. (Vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 49—50; vergl. das folgende Referat.)

Um die Vorgänge der Mineralbildung beim Erstarren aus dem Schmelzflusse an einigen Beispielen genau zu verfolgen, bestimmte Verf. die Abkühlungskurve von geschmolzenen Mineralgemischen, wobei sich durchweg

die Regel bestätigte, daß vom eutektischen Punkte ab die Kristallisation bei konstanter Temperatur stattfindet und daß die latente Schmelzwärme der Silikatmineralien sehr bedeutend ist. Dieselbe wird auch im Anschlusse an die kalorimetrischen Bestimmungen ÅKERMANN's behandelt und läßt die Regelmäßigkeit erkennen, daß sie für diejenigen Schmelzflüsse, welche einem einzelnen Mineral prozentisch gleichkommen, Maximalwerte erlangt, für die Individualisationsgrenzen derselben (vergl. Teil I) dagegen Minima. Sodann folgen Angaben über die spezifische Wärme der Silikate, und zwar sowohl für Temperaturen unterhalb als auch oberhalb des Schmelzpunktes. Bei der darauf folgenden Besprechung der Wärmetönungen beim Schmelzprozeß findet Verf. den von RICHARDS für Metalle aufgestellten Satz, nach welchem die latente Schmelzwärme ein einfacher Bruchteil der absolut-totalen ist, auch bei Silikaten bestätigt. Besonders ausführlich werden die gegenseitigen Schmelzpunkterniedrigungen bei folgenden Silikaten durchgearbeitet: Olivin, Melilith, Anorthit, Augit (Diopsid), hexagonales Ca-Metasilikat (künstl.), Hypersthen. Es ist bemerkenswert, daß das Maximum der Schmelzpunkterniedrigung nicht durch ein Gemisch zweier Silikate, sondern von drei derselben erlangt wurde.

Indem Verf. sodann zu denjenigen Kristallisationsprozessen übergeht, welche mit der Bildung von Mischkristallen verbunden sind, gelingt es ihm zu ermitteln, unter welchen Erstarrungstypus ROOZEBOOM's die Mischkristallbildung bei den wichtigsten Silikaten (besonders wieder den oben genannten) gehört. In dem Kapitel über die Zusammensetzung der eutektischen Gemische einiger Kombinationen zweier Mineralien ist die Behandlung des Schriftgranits als eutektische Mischung von Feldspat und Quarz von besonderem mineralogischen Interesse. Die Theorie der Eutektika kommt auch in der darauf folgenden Behandlung der Feldspatmischkristallreihe zur Geltung; mit Recht setzt Verf. bei einer unbeschränkten Mischungsreihe denjenigen Punkt, in welchem die Erstarrungskurve und die prozentuale Kurve des resultierenden Minerals sich berühren (gleich „eutektische Lösung“ nach JÜPTNER, vergl. TSCHERMAK's Min. u. petr. Mitt. 23. p. 187. 1904), in Analogie zu dem Eutektikum zweier nicht mischbarer Komponenten und konstatiert, daß bei den Feldspaten auch solche kryptoperthitische Verwachsungen des Albits und Kalifeldspats vorkommen, welche dem eutektischen Mengenverhältnis entsprechen, und zwar wird der Anorthoklas des Frederiksvärn-Laurvik-Gebietes hierher gerechnet. Auch die theoretischen Ermittlungen des Verf.'s über den vermutlichen Einfluß der elektrolytischen Dissoziation auf den Gleichgewichtszustand einer erstarrenden Silikatschmelze beanspruchen erhebliches Interesse, sowie die Anwendungen auf die Technik (Frittungen, Brikettierungen, Studium der Hochofenschlacken und der Glasbildung), auf welche Verf. zum Schluß hinweist. Über die Beziehungen von VOGT's Ergebnissen zu ROSENBUSCH's Kerntheorie und zu DOELTER's Arbeiten vergl. auch Centrabl. f. Min. etc. 1904. p. 50.

E. Sommerfeldt.

J. H. L. Vogt: Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung. I. Über die Mineralbildung in Silikatschmelzlösungen. VI u. 161 p. 8°. 2 Taf. 24 Textfig. Christiania 1903. (Vergl. das vorhergehende Ref.)

Verf., welcher bekanntlich seit Jahren durch Untersuchung von Hochofenschlacken die Abhängigkeit der Erstarrungsprodukte von ihren Schmelzlösungen bestimmt (vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 49), liefert eine auf physiochemischer Grundlage basierende Darstellung dieses Gesamtgebietes, wobei auch eine Reihe interessanter Schlüsse über die natürliche Mineralbildung gezogen werden. Es zeigt sich, daß die eutektischen Punkte in der Erstarrungskurve der gemischten Schmelzen gleichzeitig „Individualisationsgrenzen“ der Komponenten sind, und zwar liegt das Eutektikum bei solchen Komponenten, deren Schmelzpunkte sich stark unterscheiden, der leichter flüssigen am nächsten, bei Komponenten, deren Schmelzpunkte übereinstimmen, hingegen nahezu in der Mitte. Dieses Verhalten zeigt folgende Tabelle:

Komponenten		Schmelzpunkte derselben	Gehalt des Eutektikums an der erst. Komp.
Diopsid	Ca-Metasilikat	1200 und 1220	55
Melilith	Anorthit	1050 „ 1200	65
Augit	Olivin	1200 „ 1400	70
Melilith	Olivin	1050 „ 1400	74
Orthoklas	Quarz	1155 „ 1750	74,25

Da über einen Teil des Werkes bereits Vogt selbst (l. c.) in Centralbl. f. Min. etc. berichtet hat, sei nur auf das letzte Kapitel näher eingegangen, welches mit der Kristallisationsfolge zweier oder noch mehrerer isomorpher Glieder derselben Mineralreihe sich beschäftigt. In demselben wird von den Typen ROOZEBOOM's für die Erstarrungspunkte der Mischkristalle ausgegangen und es werden dieselben angewandt zur Erklärung der Gesteinsbildungsvorgänge, welche zu zonalem Schichtenbau, zur magmatischen Resorption von Mischkristallen und zu perthitischen Durchwachsungen führten. Das Buch schließt mit den Worten: „Die Zeit ist jetzt gekommen zum Verlassen der empirischen Regeln und zum Studium der Kristallisationsvorgänge in den Eruptivgesteinen auf Grundlage der physikalischen Chemie. Diese Wissenschaft wird unzweifelhaft im Laufe der nächstfolgenden Jahre oder Jahrzehnte neues Licht auf die Petrographie werfen.“

E. Sommerfeldt.

E. Tordis und E. H. Kanter: Beiträge zur Kenntnis der Silikate. VI. Reaktion zwischen Quarz und Alkalilauge. (Zeitschr. f. anorgan. Chemie. 43. p. 314—319. 1905.)

Verf. prüften die Einwirkung von Baryt-, Strontian- und Kalkwasser auf staubfein gemahlene Quarz, wobei sich zeigte, daß Calcium besonders intensiv einwirkte und 3--20mal so viel Basis und Wasser an Quarz band, als die beiden anderen Erdalkalimetalle. Wegen der großen Langsamkeit und geringen Intensität der Einwirkung (es wurde z. B. von Baryt 0,0951 Mol. Basis und 0,6413 Mol. Wasser an Quarz gebunden) ließ sich ein vollkommener Gleichgewichtszustand trotz der langen Versuchsdauer (16 Tage) nicht erzielen.

E. Sommerfeldt.

## Einzelne Mineralien.

**A. Lacroix:** Sur un nouveau minéral, la giorgiosite. (Bull. soc. franç. de min. 28. p. 198—200. 1905.)

Fouqué gibt unter den in den Fumarolen der Santorin-Eruption von 1866 gebildeten Salzen auch Magnesiumcarbonat an. Es erscheint in der Salzkruste einer Spalte der Apheröessa-Lava, die wesentlich aus NaCl mit wenig  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  und  $\text{MgCl}_2$  besteht, als feines Pulver und in weißen leichten Flocken. Letztere sind isotrop, erstere bestehen aus radialstrahlig geordneten, optisch-positiven Fasern mit einer Doppelbrechung von 0,008—0,009. Diese Massen verhalten sich demnach, wie Verf. feststellte, in physikalischer Hinsicht wie die in der französischen Pharmakopöe als magnésie blanche bezeichnete Substanz. Die amorphen Bestandteile derselben haben die Zusammensetzung des Hydromagnesits; die Zusammensetzung der sphärolithischen ist nach FRITZSCHE:  $4 \text{Mg CO}_3 \cdot \text{Mg(OH)}_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ , und entstehen, wenn der der obigen Zusammensetzung entsprechende Niederschlag längere Zeit mit seiner Mutterlauge gekocht wird. Eine Analyse des natürlichen Vorkommens war nicht möglich, Verf. nennt es Giorgiosit; er bildete sich als sekundäres Produkt der Fumarolen, als die Temperatur der Lava noch hoch war, die amorphen Massen des Hydromagnesits erst nach dem Erkalten.

O. Mügge.

**P. Gaubert:** Sur les états cristallins du soufre. (Bull. soc. franç. de min. 28. p. 157—180. 1905.)

Modifikation  $\alpha$ ). Vom gewöhnlichen oktaedrischen Schwefel erhält man zuweilen Tafeln nach  $\{001\}$ , d. i. senkrecht zur spitzen Bisektrix, durch langsames Abkühlen aus kochendem Acetyltetrbromür; es entsteht erst  $\beta$ , dann  $\gamma$ , dann  $\alpha$ .

$\beta$ ) Die aus der Schmelze auf einem Objektträger erhaltenen Kriställchen sind abgeplattet nach  $\{110\}$ ,  $\{100\}$ ,  $\{210\}$  oder endlich nach  $\{001\}$ ; von diesen ist durch  $\{001\}$  die Doppelbrechung am schwächsten und eine optische Achse weicht hier von der normalen der Blättchen nur  $16\frac{1}{2}^\circ$  in Luft ab; für  $\{100\}$  beträgt diese Abweichung  $25^\circ$ , daher der Winkel beider optischer Achsen ca.  $58^\circ$ ; die Auslöschungsschiefe gegen  $\hat{c}$  beträgt auf  $\{010\}$  ca.  $44^\circ$ . Gute, entweder nach  $\hat{c}$  gestreckte oder nach  $\{001\}$  oder

{100} tafelige Kristalle entstehen, wenn man geschmolzenen Schwefel in einer warm gesättigten Lösung von Terpentin oder Acetyltetrabromür abkühlen läßt.

γ) Es wurde ermittelt, daß die Ebene der optischen Achsen {010} ist und auf {010} der monoklinen Holoedrie entsprechende Ätzfiguren entstehen. Aus Schmelzfluß bilden sich nach dem Erhitzen auf 120° auf dem Objektträger nicht nur radial geordnete Fasern sondern auch mancherlei andere Trachten, darunter auch Tafeln nach {001} (senkrecht zu a), ferner auch farblose Lamellen, welche sich direkt in die pleochroitischen, radialstrahligen Fasern fortsetzen. Sie erhielten sich zuweilen mehrere Tage, auch wenn die pleochroitischen schon nach einigen Stunden zerfallen waren, woraus geschlossen wird, daß der Pleochroismus auf der Beimengung einer fremden Substanz, und zwar wahrscheinlich einer anderen Schwefelmodifikation beruht. α, β und γ erhält man gleichzeitig, wenn man auf einem Objektträger einen Tropfen Terpentin ausbreitet und darüber eine gesättigte Lösung von Schwefel in Schwefelkohlenstoff schichtet; α erscheint in der Form {111}, γ in //a gestreckten Blättchen, die in der Nähe von α entweder aufgelöst werden oder sich in festem Zustande in α umlagern, ohne daß eine bestimmte Orientierung beider zu erkennen wäre; β in schwächer doppelbrechenden rechteckig oder sechseckig begrenzten Lamellen nach {100} und {001}; sie wandeln sich nicht direkt in α um, sondern gehen erst in Lösung. Hohe Temperatur scheint dabei die Entstehung von β zu begünstigen, bei 70° entsteht schon mehr γ, bei 16° wesentlich nur noch α.

δ) Der radialstrahlige monokline Schwefel ist erheblich schwächer doppelbrechend als γ, die c entsprechende Auslöschungsrichtung ist unter 45—17° zur Längsrichtung geneigt, letzteres auch in symmetrisch auslöschenden Zwillingen gemessen zur Zusammensetzungsfläche.

ε) Radialstrahliger, schwach doppelbrechender Schwefel. Diese Modifikation ist für das unbewaffnete Auge gut durchsichtig, erscheint im reflektierten Lichte aber bläulich, sie kristallisiert um so langsamer, je weiter man über 160° erhitzt hat. Parallel den Fasern (zwischen denen noch amorpher Schwefel vorhanden zu sein scheint) liegt c und die Ebene der optischen Achsen, also a senkrecht zur Oberfläche. Der Achsenwinkel ist klein, wechselnd, anscheinend infolge von Spannungen. Die Fasern sind, vielleicht infolge Beimengung einer anderen Modifikation, zuweilen bräunlich und dann auch etwas pleochroitisch. Diese Modifikation erhält sich zuweilen monatelang; bei Temperaturerhöhung verwandelt sie sich vor γ, aber erst nach ζ, in β um; sie bildet sich aus weichem Schwefel und gibt diesem eine bläuliche Farbe.

ζ) Trichtischer Schwefel. Von dieser Modifikation wurden auch deutliche Kriställchen beobachtet: spitzrhombsche Blättchen, bei denen a parallel der halbierenden des Winkels von 41° liegt. Für Schwingungen parallel dieser Richtung sind sie dunkelbraun, senkrecht dazu hellbraun; eine optische Achse steht schief zum Blättchen. Diese Modifikation wandelt sich, auch im Kontakt mit ε, sehr schnell in α um, bei Temperaturerhöhung geht sie früher als alle anderen in β über.

7) Den trichitischen Schwefel von O. LEHMANN hält Verf., obwohl bei ihm parallel der Längsrichtung ebenfalls  $\alpha$  liegt, für eine von der vorigen verschiedene Modifikation, da er nur schwach doppelbrechend und nicht pleochroitisch ist.

Der weiche Schwefel zeichnet sich vor anderen amorphen Substanzen durch die starke Doppelbrechung in gespanntem Zustande aus. Lang ausgezogene Fäden geben leicht Weiß höherer Ordnung; stets liegt  $c$  parallel der Zugrichtung. Man erhält ihn leicht, wenn man Tropfen durch Auflegen eines Deckgläschens schnell abkühlt; nach ca.  $\frac{1}{2}$  Stunde wandelt er sich z. T. in  $\epsilon$ , z. T. in  $\gamma$  um, indessen erhalten sich manche Teile mehr als 24 Stunden.

O. Mügge.

William P. Blake: Jodobromit in Arizona. (Amer. Journ. of Sc. 19. p. 230. 1905.)

Das seltene Mineral kommt in dünnen Lagen in einem Quarz-Kalkspatgange nahe Globe, Pinal Co., Arizona vor. Weich wie Talk; Glasglanz; licht zitronenfarbig bis schwefelgelb. Im geschlossenen Rührchen mit Kaliumbisulfat erhitzt wird der Jodobromit schnell dunkel lachsfarben oder orangerot; schwere braunrote Bromdämpfe werden abgegeben, die sich an den kälteren Stellen kondensieren. Dann erscheinen violette Joddämpfe, und Jodkristalle lagern sich unterhalb des Broms ab. Die Schmelze ist glänzend rot, beim Erkalten wird sie allmählich gelb. Der Rückstand gibt mit Soda auf Kohle ein Silberkorn, während das geschmolzene in die Kohle ziehende Carbonat mit Silbernitrat die Chlorreaktion zeigt.

F. Rinne.

R. Köchlin: Analyse von Dognacsckait. (Wiener mineral. Gesellsch. Min. u. petr. Mitt. 24. 1905. p. 75—76.)

Die Analyse wurde schon vor Jahren im Laboratorium von Pohl durch OTTO angefertigt. Er fand, abweichend von der älteren Analyse MADERSPACH'S (II.), die Zahlen unter I.

	I.	II.
Bi . . . . .	42,2	71,79
S . . . . .	18,9	15,75
Cu . . . . .	36,1	12,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,4	—

was der Formel des Wittichenits,  $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{B}_2\text{S}_3$  entspricht, so daß der Dognacsckait also wohl zum Wittichenit zu rechnen ist. Dagegen spricht allerdings die ausgesprochene vollkommene Spaltbarkeit des Dognacsckaits, während beim Wittichenit keine angegeben wird.

Max Bauer.

Federico Millosevich: Nuove forme e nuovo tipo cristallino dell' anatasio della Binnental. (Atti R. Accad. d. Lincei. (5.) 1905. Rendic. cl. sc. fis., mat. e nat. 14. 22. Januar. p. 92—97. Mit 2 Textfig.)



Das Vorkommen unterscheidet sich erheblich von allen anderen bekannten Anatasvorkommen vom Binnental. Die Kristalle sitzen auf zersetztem glimmerreichem Gneis, begleitet von viel Quarz und Adular, sowie von reichlichem Chlorit. Der Anatas ist die jüngste Bildung. Alles ist, wie bei den Stücken von der Alpe Lercheltini, die wohl der genaue Fundort ist. Die Kristalle sind bis 4 mm lang und  $2\frac{1}{2}$  mm breit; Farbe honiggelb bis bräunlichgelb, zuweilen an demselben Kristalle verschieden. Glanz diamantartig.

Beobachtete Formen (die mit \* sind neu für Anatas):

$$c = 0P (001).$$

$$*R = \frac{3}{10}P\infty (3.0.10), *E = \frac{2}{3}P\infty (203), e = P\infty (101), q = 2P\infty (102), g = 7P\infty (701).$$

$$\mu = \frac{1}{4}P (1.1.14), z = \frac{1}{3}P (113), K = \frac{1}{2}P (112), *H = \frac{3}{2}P (332), w = 2P (221).$$

$$*T = \frac{1}{2}P\frac{1}{2} (11.2.12), \tau = P3 (313), *L = 5P\frac{2}{11} (25.11.5).$$

$\mu$  und  $q$  sind neu für das Binnental.

In der folgenden Tabelle ist das Achsenverhältnis von MILLER:  $a:c = 1:1,7771$  zugrunde gelegt.

	gem.	ger.		gem.	ger.
101:011	= 60° 44'	60° 38'	113:001	= 40° 02'	39° 57'
101:112	= 38 07	38 02½	113:113	= 54,18	54 01
201:001	= 74 27	74 17	221:001	= 78 44	78 45
201:021	= 85 40	85 47½	1.1.14:001	= 10 03½	10 10½
701:001	= 85 18	85 24	313:001	= 61 58	61 54½
112:001	= 51 26½	51 29	313:313	= 32 27	32 24
332:001	= 75 04	75 08½	332:101	= 43 56	43 50
203:001	= 49 23	49 50	203:113	= 32 46	32 42
11.2.12:001	= 58 47	58 52	25.11.5:001	= 84 10	84 07
11.2.12:11.2.12	= 17 44	17 37	25.11.5:25.11.5	= 47 05	47 14
11.2.12:113	= 32 05	31 58½	25.11.5:113	= 47 38	47 36½
11.2.12:313	= 25 00	25 06	25.11.5:313	= 82 31	82 33½
11.2.12:11.25.5	= 58 08	58 00½			

Der Typus der Kristalle ist durch anscheinenden Hemimorphismus ausgezeichnet. Das eine Ende ist tafelig durch Vorherrschen der Basis, am anderen tritt diese zurück und der Kristall ist spitz pyramidal.

Zum Schluß teilt Verf. mit, daß das Flächenverzeichnis, das SELIGMANN für den Anatas aufstellt (dies. Jahrb. 1888. I. -203-), unvollständig ist, da er folgende 5 Formen übersehen hatte:

$$\frac{5}{19}P\infty (5.0.19), \frac{5}{11}P (5.5.11), \frac{5}{12}P (5.5.12), 8P\infty (801), \frac{3}{20}P (3.3.20).$$

Später wurden noch folgende hinzugefügt:

$$\sigma_1 = \frac{1}{4}P\frac{1}{3} (11.3.44), \frac{3}{4}P\frac{3}{2} (324), \frac{11}{5}P\frac{1}{3} (11.3.45), \frac{1}{4}P4 (4.1.16),$$

wozu noch die vom Verf. neu beobachteten Formen: H, ?E, R, T und L des obigen Verzeichnisses treten. Von diesen bedarf E noch der Bestätigung.

Max Bauer.

**Liberto Fantappiè:** Studio cristallografico del Peridoto di Montefiascone. (Atti R. Accad. dei Lincei. (5.) 1905. Rendic. cl. sc. fis., mat. e nat. 8. Januar. 14. p. 17—23. Mit 1 Textfig.)

Der Olivin findet sich in vulkanischen Bomben neben Augit und Magnet Eisen und ist vom Verf. schon früher<sup>\*)</sup> (dies. Jahrb. 1897. II. - 445-; 1898. II. - 65-) geschildert worden. Der Olivin umschließt Magnet Eisen und sitzt auf dem Pyroxen auf. Verf. hat jetzt seine Untersuchungen fortgesetzt, aber keinen Kristall mehr gefunden, der ihn nach seinem Aussehen an Hyalosiderit erinnerte. Die gemessenen Kristalle wurden nach dem aus dem Aussehen und der Farbe erschlossenen Eisengehalt in drei Gruppen geteilt: durchsichtig, ölgelb bis braun, hyalosideritartig. An Zahl herrschen die Kristalle von mittlerer Zusammensetzung. Sie sind durchweg gut ausgebildet. Z. T. sind diese Kristalle schon in jener früheren Arbeit behandelt.

Neu gemessen ist ein schöner Kristall vom ersten, eisenärmsten Typus, begrenzt von:

$$\infty P(110) \cdot \infty P\bar{2}(120) \cdot \infty P\infty(010) \cdot 2P\infty(120) \cdot 0P(001) \cdot P\infty(101).$$

Für die Normalenwinkel wurden folgende Werte erhalten:

110 : 110 = 50° 2'	021 : 021 = 99° 04'
110 : 120 = 17 57	021 : 010 = 40 28
120 : 010 = 47 04	101 : 101 = 103 04
101 : 101 = 76° 55'	

Faßt man die zu den einzelnen Typen gehörigen Kristalle zusammen, so erhält man im Mittel:

1. Typus (3 Kristalle).  $a : b : c = 0,4657 : 1 : 0,5865$ .

110 : 110 = 49° 56' (gem.),	—
110 : 120 = 17 59	18° 0' (ger.)
120 : 010 = 47 3	47 01 "
021 : 021 = 99 07	99 06 "
021 : 010 = 40 27	40 27 "
101 : 101 = 103 06	—
101 : 101 = 76 56	76 54 "

An einem einzigen Kristall tritt das Prisma  $\infty P\bar{3}(130)$  auf, für welches:

120 : 130 = 11° 32' (gem.),	11° 26' (ger.)
130 : 010 = 35 24	35 36 "

2. Typus (3 Kristalle).  $a : b : c = 0,4671 : 1 : 0,5871$ .

110 : 110 = 50° 4' (gem.),	—
110 : 120 = 18 02	18° 01' (ger.)
120 : 010 = 46 58	46 57 "
021 : 021 = 99 13	99 10 "
021 : 010 = 40 28	40 25 "
101 : 101 = 102 59½	—
101 : 101 = 77 00	70 00½ "

3. Typus (1 Kristall).  $a : b : c = 0,4672 : 1 : 0,5873$ .

110 : 1 $\bar{1}$ 0 = 50° 05' (gem.),	—
110 : 120 = 17 50	18° 01' (ger.)
120 : 010 = 47 10	46 57 "
021 : 0 $\bar{2}$ 1 = 99 11	—
021 : 010 = 40 26	40 24½ "
101 : 1 $\bar{0}$ 1 = —	103 0 "
101 : 10 $\bar{1}$ = —	77 0 "

Zum Vergleich werden die Achsenwerte angeführt, die KOKSCHAROW für den Olivin, Ref. für den Hyalosiderit erhalten hat, nämlich:

Olivin.  $a : b : c = 0,4657 : 1 : 0,5865$  (KOKSCHAROW),

Hyalosiderit =  $0,4681 : 1 : 0,5900$  (MAX BAUER).

Verf. knüpft noch einige allgemeine Betrachtungen an diese Resultate, die vielleicht größere Bedeutung hätten, wenn die chemische Zusammensetzung der gemessenen Kristalle genau bekannt wäre, was aber leider nicht der Fall ist.

Max Bauer.

Waldemar T. Schaller: Crystallography of Lepidolite. (Amer. Journ. of Sc. 19. p. 225—226. 1905.)

In einer Edelsteingrube, vier Meilen östlich Ramona, San Diego Co., Kalifornien, die Topas, Turmalin, Granat, Quarz, Orthoklas und Muscovit als pocket-Vorkommnisse eines Pegmatitganges liefert, fand Verf. auch Lepidolith. Er bildete eine 5 cm dicke Gruppe mit 1—2 cm über die Basis hinwegmessenden tafelförmigen 2—4 mm dicken Kristallen. Sie sind durchscheinend, sehr blaßrot. Die Seitenflächen geben gute Reflexe. Im Gegensatz zu Muscovit sind Zwillinge selten, auch fehlt die Muscovitform  $M = -2P(221)$ , während  $\infty P\infty(100)$  ziemlich häufig ist. Gewöhnliche Flächen:  $c = 0P(001)$ ,  $b = \infty P\infty(010)$ ,  $a = \infty P\infty(100)$ ,  $e = \frac{2}{3}P\infty(023)$ ,  $o = -\frac{1}{2}P(112)$ ,  $n = P(\bar{1}11)$ ,  $x = 3P\bar{3}(\bar{1}\bar{3}1)$ . Ferner wurden beobachtet  $N = -6P\bar{3}(261)$ ,  $Z = \frac{2}{3}P\bar{3}(\bar{1}\bar{3}2)$ ,  $l = \infty P\bar{3}(130)$ . Meist erscheint  $cb$  on  $x$ . Der Winkel von Basis zum Klinopinakoid wurde zu genau 90° 0' gefunden, auch entsprach die Flächenverteilung der monoklinen Symmetrie. Ebene der optischen Achsen parallel zum Klinopinakoid.

F. Rinne.

F. Cornu: Über Zeophyllit von Radzein im böhmischen Mittelgebirge. (Wiener mineral. Gesellsch. 9. Jan. 1905. Min. u. petr. Mitt. 24. Heft 1. p. 8—15.) [Vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1905. p. 245.]

Äußerlich ist das Vorkommen sehr ähnlich dem von Groß-Priesen. Die Kristalle sitzen in flach ellipsoidischen Mandeln eines Leucittephrits mit etwas Hornblende und wenig Olivin. Das Gestein ist auffallend frisch; um die Mandeln herum, diesen genau folgend, ist eine konzentrisch-schalige Absonderung zu beobachten. In den Mandeln bildet der Zeophyllit milchig trübe bis durchsichtige, halbkugelige, radialblättrige Aggregate mit Perl-

mutterglanz auf einer Fläche in Folge deutlicher Spaltbarkeit. Die Kugeln sitzen entweder direkt auf dem Tephrit, oder auf einer dünnen Lage Kalkspat, oder Apophyllit, oder Hyalit, letzterer liegt manchmal auch darüber. Namentlich findet man folgende Sukzessionen: 1. Kalkspat, Zeophyllit. 2. Hyalit, Apophyllit, Zeophyllit, Hyalit. In einigen Fällen sitzt der Zeophyllit auf stark veränderten Tonmergeleinschlüssen. Als älterer Begleiter erscheint zuweilen eine dünne Kruste eines amorphen, spröden, gummiartigen Minerals in spärlicher Menge. Selten ist etwas Phillipsit. Stets überwiegt der Zeophyllit weit über die begleitenden Mineralien.

Der Apophyllit bildet auch selbständige Mandelausfüllungen tafelförmiger, krummblättriger Kristalle, die durch Parallelverwachsung ungewöhnliche Gruppen bilden. Begrenzung:  $c = 0P(001)$ ,  $p = P(111)$ , wozu zuweilen  $a = \infty P \infty(100)$  tritt. Selten ist prismatische oder spitz pyramidale Ausbildung. Diese Pyramiden sind vollständig albinisiert. Durchsichtige Spaltungsplättchen geben die Erscheinung des Chromocyklits. Manche Kristalle durch Zersetzung trübe.

Der Zeophyllit bildet Halbkugeln von 3 mm, selten 10 mm Durchmesser, die oberflächlich zuweilen durch Zersetzung getrübt sind. Die einzelnen lamellaren Individuen sind parallel der Fläche vollkommener Spaltbarkeit zu sattelförmigen Aggregaten aneinander gereiht ähnlich wie beim böhmischen Comptonit. Nach innen wird die Masse dicht und nimmt eine bläuliche Färbung an. Zuweilen wird die Masse trübe, auch ganz locker und staubig, wie der Apophyllit wahrscheinlich nur durch Verstäubung, nicht durch Aufnahme von  $CO_2$ , da meist mit  $HCl$  kein Aufbrausen erfolgt.  $G. = 2,748$  (frisches Material), etwas leichter als der Zeophyllit von Groß-Priesen, wo  $G. = 2,764$ . Zersetzter Zeophyllit gibt:  $G. = 2,645$ . Zentrale Partien erscheinen isotrop, randliche schwach doppeltbrechend. Im konvergenten Licht sind die ersteren einachsige, die anderen zweiachsige mit kleinem Achsenwinkel. Doppelbrechung negativ. Trübe Kristalle zeigen Schichtenbau und nach Aufhellung in Monobromnaphthalin ebenfalls — Doppelbrechung. Brechungsindex = 1,545 durch Immersion. Zeophyllit von Groß-Priesen ergab:  $n = 1,550$ . Ätzversuche erweisen keine bestimmte Zugehörigkeit zu einer Kristallklasse. Nachgewiesen wurde:  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $H_2O$  und  $F$ . Der große  $F$ -Gehalt und der frische Zustand des Muttergesteins spricht für Entstehung durch agents minéralisateurs in einer sehr frühen postvulkanischen Periode und nicht durch Verwitterung. Dabei haben die schon oben erwähnten Einschlüsse kalkreicher Mergelstücke in dem Gestein eine nicht unwesentliche Rolle für die Entstehung kalkreicher Zeolithe (Apophyllit und Zeophyllit) gespielt.

Max Bauer.

**Waldemar T. Schaller:** Über Dumortierit. (Zeitschr. f. Krist. 41. p. 19—47. 1905. Mit 3 Fig. Abgekürzt in Amer. Journ. of Sc. 19. p. 211—224. 1905.)

Dumortierit wurde 1879 von GONNARD in der Nähe von Chaponost bei Lyon entdeckt; als Zusammensetzung gab DAMOUR  $4Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$  an.

b\*

In Dumortieritvorkommnissen von New York und Arizona entdeckten DILLER und RIGGS einen Borsäuregehalt, den FORD bestätigte, gleichwie auch eine konstante Wasserführung. SCHALLER gibt nun zunächst einen Überblick über die Vorkommnisse des eigenartigen Minerals und geht dann besonders auf die Funde in den Vereinigten Staaten von Nordamerika ein.

New York. Im Harlem-Stadtteil. Nadelig in Büscheln in einem Gange roten Granits; auch im Pegmatit, in welchem Dumortierit besonders im Orthoklas erscheint. Begleiter: Orthoklas, Quarz, Muscovit, Xenotim, Monazit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Granat, Andalusit. Dumortierite in einem pegmatitischen Gneis sind zuweilen zerbrochen und durch Gneis wieder verkittet.  $a = c$ ;  $b = b$ ;  $c = a$ . Pleochroismus  $c = b$  farblos;  $a$  tiefblau.

Arizona. In Geröllen eines Quarzgesteins am Clip als Hauptgemengteil neben Quarz; untergeordnet Cyanit, Magnetit, Muscovit, Apatit, Rutil. Der blaßgrüne Cyanit ergab nach W. F. HILLEBRAND  $\text{SiO}_2$  36,30,  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$  62,51,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,70, FeO nicht bestimmt, CuO Spur, Glühverlust 0,40; Summe 99,91. Spez. Gew. 3,656 bei  $18,5^\circ \text{C}$ .

Kalifornien. In einem Gange östlich Dehesa, Bezirk San Diego. Das Landesgestein ist Granit mit großen Gabbromassen. In Granit wie Gabbro finden sich viele Pegmatite. Ein Gang (1000 Fuß lang und 30—40 Fuß mächtig) führt den Dumortierit. Das Hauptmineral im Gange ist Quarz, daneben erscheint Sillimanit oder Dumortierit. Feldspat fehlt. Im oberen Teil des Vorkommens hat man ein feinkörniges Gemenge von Quarz und Sillimanit, das Verf. eingehend beschreibt, der untere Teil ist aus Quarz und Dumortierit grob zusammengesetzt. Stellenweise ist Muscovit wesentlich. Dumortieritmassen von 3:3:5 cm sind nicht selten; gewöhnlich besitzen sie strahliges Gefüge. Die Farbe ist lavendelblau. Im Schliiff erkennt man noch Sillimanit und akzessorisch Magnetit, Titanit, Apatit, Zirkon. Der Dumortierit erscheint meist in strahligen, fächerartigen Schnitten, auch in faserigen Bruchstücken. Zuweilen zeigt sich eine Umwandlung von Dumortierit in Muscovit. Geht der Schnitt nach der Dumortieritbasis, so sieht man auf ihr zwar unvollkommene prismatische aber keine pinakoidale Spaltbarkeit. Erstere verläuft nach  $\infty P\bar{2}$  (210). Oft polysynthetische Zwillinglamellen mit alternierender Auslöschung, wobei die Auslöschungsrichtungen ca.  $31^\circ$  miteinander bilden. Die Berührungslinien gehen parallel  $\infty P\bar{2}$  (210). In nicht zu dünnen Schliiffen sehr schöner Pleochroismus, und zwar ist  $c = a$  farblos,  $b = b$  farblos bis sehr blaßrot,  $a = c$  tief purpurrot. Kein Schnitt zeigt durchgehend den gewöhnlichen Pleochroismus in Blau, der nur an einzelnen Flecken erscheint. Wahrscheinlich ist ein im kalifornischen Dumortierit nachgewiesener Gehalt von  $1\frac{1}{2}\%$   $\text{Ti}_2\text{O}_3$  die Ursache für den Pleochroismus in Rot. Die von Titan freien Dumortierite von Washington und Arizona zeigen nämlich die gewöhnliche Absorption.  $c =$  erste negative Mittellinie. Ebene der optischen Achsen  $\infty P\infty$  (010). Doppelbrechung etwas stärker als die des Quarz.

Washington. Verf. untersuchte Dumortierit, der etwa  $\frac{1}{2}$ —1 mm große blaue Sphärolithe und pinselförmige Gebilde in einem feinkörnigen

Quarz-Muscovit-Andalusitgestein bildet. Auch Pyrit findet sich stellenweise in bedeutender Menge, zuweilen etwas Magnetit mit Leukoxen. Eine Analyse des Muscovit ergab  $\text{Si O}_2$  50,13,  $\text{Al}_2 \text{O}_3$  32,37,  $\text{Fe}_2 \text{O}_3$  1,52,  $\text{Mg O}$  0,09,  $\text{Ca O}$  0,15,  $\text{H}_2 \text{O}$  (unter  $107^\circ$ ) 1,74,  $\text{H}_2 \text{O}$  (über  $107^\circ$ ) 5,08,  $\text{K}_2 \text{O}$  9,60; Summe 100,68. Spez. Gew. 2,80.

Der Muscovit erscheint oft sekundär gebildet zwischen den Sphärolithfäserchen des Dumortierits.

Die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins, welches den Dumortierit beherbergt, ist etwa 35 % Andalusit, 2 % Dumortierit, 32 % Quarz, 27 % Muscovit, 4 % akzessorische Bestandteile.

Kristallographische Untersuchung.

Kristalle sind selten und unvollkommen entwickelt. Rhombisch.  $a = 0,8897$ ,  $c = 0,6871$ . Beobachtete Formen  $b = \infty P\infty$ ,  $a = \infty P\infty$  (100),  $l = \infty P\frac{1}{2}$  (120),  $m = \infty P$  (110),  $g = \infty P\frac{2}{3}$  (320),  $n = \infty P\bar{2}$  (210),  $d = \frac{1}{2}P\infty$  (102),  $v = \frac{2}{3}P\infty$  (203). Im einzelnen wurden die folgenden Kombinationen beobachtet: 1. Kalifornien a) b a l m g n v, b) b a l g n, 2. Arizona m d, 3. New York a) b a g, b) b a l g, c) a l g.

Verf. macht auf Ähnlichkeiten zwischen Andalusit, Sillimanit, Stauroolith und Dumortierit aufmerksam und betrachtet sie als „im weiteren Sinne“ isomorph.

	a	c
Andalusit . . . . .	0,9861	0,7025
Sillimanit . . . . .	0,970	?
Stauroolith . . . . .	0,9795	0,6942
Dumortierit . . . . .	0,8897	0,6871

Dabei sind a und c der üblichen Stellung des Stauroolith vertauscht.

Das spez. Gew. eines Dumortierits von Kalifornien bestimmte SCHALLER zu 3,306.

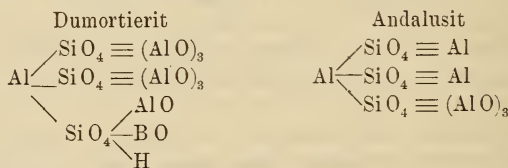
Zusammenfassend wird über die physikalischen Eigenschaften des Dumortierits folgendes vermerkt. Glanz glasig. Blau, doch auch lavendelblau und grünblau bis schwarz. Undurchsichtig in großen Stücken, die feinen Prismen des kalifornischen Vorkommens durchscheinend bis durchsichtig. Stets  $a c$  in  $\infty P\infty$ . Erste negative Mittellinie senkrecht  $OP$  (001). Pleochroismus wechselnd von farblos zu kobaltblau; blaßgelb bezw. farblos zu kobaltblau; farblos zu pistaziengrün; farblos zu lachsfarbig; farblos zu tiefkarminrot; farblos zu purpurrot.  $2 Va$  (Norwegen)  $35^\circ$ . Für den Dumortierit von Kalifornien wurde angenähert gefunden  $2 E_{Li} = 33^\circ$ ,  $2 E_{Na} = 37^\circ$ ,  $2 E_{Cu} = 42^\circ$ . Nach LINCK ist am Dumortierit des unteren Donbastonetals (Italien)  $\alpha = 1,678$ ,  $\beta = 1,686$ ,  $\gamma = 1,689$ ,  $\gamma - \alpha = 0,011$ . Schmilzt nicht vor dem Lötrohr, verliert aber seine Farbe und wird weiß. In sehr feingepulvertem Zustande und in inniger Mischung mit Kaliumbisulfat und Calciumfluorid läßt das Mineral in der Flamme für einen Augenblick die von der Borsäure herrührende grüne Färbung erkennen. Sorgfältig gereinigter Dumortierit von Kalifornien ergab bei der chemischen Analyse:

	I.	II.	Mittel
Si O <sub>2</sub> . . . . .	28,58	28,78	28,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	63,31	63,30	63,31
Ti <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,49	1,40	1,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,21	0,25	0,23
H <sub>2</sub> O . . . . .	1,53	1,51	1,52
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,21	5,53	5,37
	100,33	100,77	100,56.

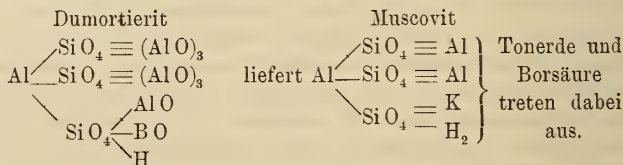
Zieht man Tonerde, Titan und Eisen zusammen, so hat man Si O<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> : B<sub>2</sub> O<sub>3</sub> : H<sub>2</sub> O = 5,94 : 8,00 : 1,06 : 0,96 = 6 : 8 : 1 : 1. Formel 8 Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> . B<sub>2</sub> O<sub>3</sub> . H<sub>2</sub> O . 6 Si O<sub>2</sub>.

Die Analyse von Ford an Material von Arizona führt vollkommen auf die nämliche Formel, seine Untersuchungen an Dumortierit von Kalifornien lieferten Si O<sub>2</sub> : Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> : B<sub>2</sub> O<sub>3</sub> : H<sub>2</sub> O = 6,17 : 7,40 : 1,04 : 1,45 = 6 × 1,03 : 8 × 0,93 : 1 × 1,04 : 1 × 1,45. Seine dritte Analyse am Mineral von New York hat als Ergebnis bezüglich der in Rede stehenden Koeffizienten 6 × 1,04 : 8 × 0,90 : 1 × 1,06 : 1 × 1,40. Abgesehen vom Wassergehalt lassen sich alle, auch die beiden letzten Analysen, mit der aufgestellten Formel in Einklang bringen. Die übrigen vorhandenen Dumortieritanalysen hält Verf. für nicht einwurf frei, weil unreines Material vorliegen soll.

Da die besten Analysen von Schaller nur 1 H<sub>2</sub> O ergeben, so hält er an der obigen Formel 8 Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> . B<sub>2</sub> O<sub>3</sub> . H<sub>2</sub> O . 6 Si O<sub>2</sub> fest, die auch (Si O<sub>4</sub>)<sub>3</sub> Al (Al O)<sub>7</sub> (B O) H geschrieben werden kann. Der Vergleich mit Andalusit läßt sich wie folgt bewerkstelligen.



und die Veränderung von Dumortierit zu Muscovit stellt sich dar als



Zum Schluß gibt Verf. ein Literaturverzeichnis über Dumortierit.

F. Rinne.

**K. Zimanyi:** Über die Lichtbrechung des Fluorapatits von Pisek. (Zeitschr. f. Krist. 40. 1905. p. 281—283.)

Verf. untersuchte auf Feldspat aufgewachsene, 1½—2½ mm große, säulenförmige, blaß blaulichgrüne Apatitkriställchen aus dem Pegmatit von

Pisek in Böhmen (dies. Jahrb. 1891. I. -26-). Bestimmt wurden die Brechungskoeffizienten für Rot, Gelb, Grün und Blau, und zwar mit einer Genauigkeit von  $\pm 0,0002$ — $0,0006$  bei der genaueren gelben und roten, resp. der weniger genauen grünen und blauen Beleuchtung. Die beiden natürlichen Prismenflächen, durch welche die Lichtstrahlen passierten, machten  $60^{\circ} 3' 30''$ . Die Resultate der Messungen waren:

Licht	$\omega$	$\epsilon$	$\omega - \epsilon$
Li. . . . .	1,6445	1,6396	0,0049
H $_{\alpha}$ . . . . .	1,6450	1,6401	0,0049
Na . . . . .	1,6482	1,6431	0,0051
Fl. . . . .	1,6515	1,6465	0,0050
H $_{\beta}$ . . . . .	1,6555	1,6504	0,0051

Vergleicht man diese Werte mit den an den anderen bisher optisch untersuchten Apatiten (die in einer Tabelle zusammengestellt sind) erhaltene Brechungskoeffizienten, so bemerkt man, daß der Apatit von Pisek die stärkste Licht- und Doppelbrechung hat. Diese letztere variiert stärker als die erstere. Die Dispersion beider Strahlen ist sozusagen gleich, und nicht groß der Unterschied von Malmberget und Zillertal; hingegen besitzt der Apatit von Minot eine schwächere Dispersion, wie ebenfalls durch die tabellarische Zusammenstellung der Zahlen bewiesen wird.

Max Bauer.

R. Köchlin: Cölestin von Häring in Tirol. (Wiener mineral. Gesellsch. Wien. Min. u. petr. Mitt. 24. 1905. p. 72—75. Mit 3 Textfig.)

Die Kristalle sitzen auf Drusen in kleinen Kalkspatgängen, die den Mergel und Stinkstein im Hangenden des Kohlenflözes durchziehen. Farblos, bläulichweiß und blaugrau, ziemlich durchsichtig. Die Kristalle sitzen als jüngste Bildung auf braunem Kalkspat —2R, der zuweilen noch eine Quarzhaut trägt; begleitet zuweilen von Bergteer. Typus der Kristalle: säulenförmig und pyramidal bei gleicher Kombination:  $c = 0P(001)$ ,  $\omega = \infty P\frac{7}{5}(750)$ ,  $m = \infty P(110)$ ,  $o = P\infty(011)$ ,  $z = P(111)$ . ( $c$  und  $m$  Spaltungsrichtungen). Die prismatischen Kristalle sind bis 5 mm lang und es herrscht  $o$  und  $a$  als Scheinfläche, gebildet durch allmählichen Übergang der Flächen  $\omega$  und vielleicht anderer Flächen der Prismenzone ineinander. Die pyramidalen Kristalle sind 2—3 mm groß und lebhafter gefärbt. Die Flächen von  $\omega$  und  $z$  sind besonders entwickelt, doch sind manche Individuen durch große Flächen  $c$  fast tafelförmig. Die Kristalle beider Typen zeigen hypoparallelen Aufbau und neigen zur Bildung kugeligter Aggregate. Durch Aneinanderreihung tafelförmiger Kristalle des 2. Typus mit parallelen  $c$ -Flächen entstehen dünne Stengel, die sich zu Büscheln vereinigen. In einem Fall sind die Stengel fast haarförmig dünn und bilden eine eigentümliche filzige Masse. Nie sind beide Typen auf einem Stück vereinigt.  $G. = 4,01$



(sonst = 3,93), aber kein Ba-Gehalt nachweisbar. Wegen des hypoparallelen Aufbaus sind die Winkelwerte sehr schwankend; es wurde gemessen (Mittel der Normalenwinkel, verglichen mit den berechneten Werten bei DANA):

	ger.	gem.		ger.	gem.
c : o	= 52° 00'	52° 37'	z : m	= 25° 39'	25° 33'
o <sub>1</sub> : o <sub>2</sub>	= 76 00	75 46	z <sub>1</sub> : z <sub>2</sub>	= 67 17	67 25
m <sub>1</sub> : m <sub>2</sub>	= 75 50	75 35	ω <sub>1</sub> : ω <sub>2</sub>	= 58 11	57 57
o : z	= 45 20	45 22	ω : m	= 8 49½	8 46
c : z	= 64 21	64 22	z : ω	= 27 01¼	26 54

Max Bauer.

**Fr. Slavik:** Über den Baryt und Anglesit von Mies. Studien über den Mieser Erzdistrikt und einige seiner Mineralien. II. Teil. (Abh. böhm. Akad. 1905. No. XIX. p. 11—44. Mit 18 Textfig. Deutsches Résumé im Bull. internat. ders. Akad.)

**Baryt** von Mies erscheint teils kristallisiert, teils in körnigen stengeligen bis faserigen Aggregaten. An den Kristallen werden sechs Typen unterschieden.

I. Flächenreiche, makrodiagonal<sup>1</sup> verlängerte Kristalle, welche sich zu Kollektivindividuen von einfacherer Kombination und rhombisch dicktafeliger Gestalt gruppieren. Außer den Hauptflächen c (001), m (110), d (102), o (011) ist an diesen Kristallen entweder das Brachypinakoid b (010) und zugleich die Zone o : z, oder die Zone o : m stark entwickelt. Im ganzen wurden an diesen Kristallen folgende Formen konstatiert:

in der Zone [o (011) : m (110)]: \*t<sub>2</sub> (253), s (132), ζ (154), ξ<sub>1</sub> (143), θ (176), \*t (1. 12. 11), θ am häufigsten und am besten entwickelt;

in der brachydiagonalen Zone: c (001), φ (012), \*ε<sub>2</sub> (045), \*ε<sub>3</sub> (067), o (011), j<sub>2</sub> (054), t<sub>2</sub> (032), b (010);

in der Zone [c : m]: z (111), r (112), f (113);

in der Zone [o : z]: \*Y<sub>2</sub> (199), Y (177), ψ (166), ρ (144), γ (122);

in der makrodiagonalen Zone: c (001), l (104), d (102), a (100);

in der vertikalen Zone außer den beiden Pinakoiden und m noch ζ (130);

ferner noch μ (124), ν (212) und die neue Pyramide \*ζ<sub>2</sub> (164) [in den Zonen [b : ρ] und [t<sub>2</sub> : a]].

Die Basisflächen zeigen natürliche Ätzfiguren von rhombisch-holoedrischer Symmetrie.

II. Brachydiagonal verlängerte Tafeln mit entwickelten Flächen von γ (122) zeigen die Formen:

c (001), o (011), d (102), m (110), γ (122), μ (124), φ (012), ε<sub>1</sub> (035), u (101), J (133), ζ (154), die letzten zwei nur in kleinen Flächen auftretend.

III. Brachydiagonale Säulen mit vorherrschendem Grunddoma:

<sup>1</sup> Stellung HAÜY-MILLER.

a) o, c, d herrschend, m fehlt, in kleinen Flächen noch  $\epsilon_1$  (035),  $y_1$  (023), z (111) und die neue Fläche  $*\mu_2$  (168) in der Zone [o:d];

b) zu o, c, d tritt noch m in größeren Flächen hinzu, außerdem treten auf:  $y_1$  (023), y (122), s (132) und auf der Kante o:d die neue Fläche  $*\mu_3$  (179);

c) flächenreichere Kristalle mit vorherrschendem o, c, d, daneben in z. T. größeren Flächen  $\mu_3$  (179), Y (177), m (110),  $\lambda$  (210), a (100),  $\epsilon_1$  (035).

IV. Brachydiagonal verlängerte Tafeln bis Nadeln mit vorherrschendem  $\epsilon_1$  (035): Außer der Basis c(001) und  $\epsilon_1$  (035) kommen in der brachydiagonalen Zone noch schmale Flächen von  $j_1$  (034), o (011), b (010) vor; terminiert werden die Kristalle nur durch d (102).

Va. Spitzpyramidale Kristalle, an denen eine zu o vizinale Pyramide vorherrscht, sind in Mies sehr häufig. Sie besitzen einen spießigen Habitus, ähnlich z. B. einigen Cölestinen von Leogang, Broussevalle u. a. Fundorten; fast an allen treten c und d, an den meisten noch schmale Flächen von einer Zweidrittelpyramide zwischen der Basis und der vorherrschenden Form auf. Diese letztere gehört immer der Zone [o:z] an, ist aber nicht immer dieselbe.

1. Mit vorherrschendem  $*\psi$  (166) kommen nicht häufig ziemlich flächenreiche Kristalle vor:  $\psi$  (166),  $*\Gamma_2$  (169), c (001), d (102), z (111), y (122), J (133).

2. Mit vorherrschendem  $*Y_1$  (188) sind die Kristalle häufiger, zeigen aber außer  $Y_1$  gewöhnlich nur c, d und  $\Gamma$  (1.8.12), selten auch a (100), z (111) und ?u (101).

3. Mit vorherrschendem  $*Y_3$  (1.16.16) ziemlich häufig; entweder nur mit c und d, oder noch  $*\Gamma_3$  (1.16.24),  $*\Gamma_4$  (1.16.32), m (110), z (111), J (133).

Vb. Kristalle mit einer zu  $\epsilon_1$  (035) oder einem anderen flacheren Brachydoma vizinalen spitzen Pyramide treten zusammen mit denjenigen des Typus IV auf, die herrschende Form läßt sich jedoch wegen schlechter Beschaffenheit der Flächen nicht mit Sicherheit bestimmen. Die Endigung geschieht auch hier durch glänzende d-Flächen.

VI. Dicke, rhombische Tafeln mit überwiegendem c und m, untergeordnet noch o, d, z.

Im ganzen weist der Mieser Baryt 44 Formen auf, wovon 13 (im vorhergehenden mit \* bezeichnet) neu sind. Das Brachydoma o ist eine Dominante, welche nicht nur sehr oft die vorwaltende Form ist, sondern auch die Zonenentwicklung beherrscht; zwei von ihr ausgehende Zonen, [o:m] und [o:c], sind in derselben Zahlenreihe entwickelt. Dichter gehäufte Kristalle sind gewöhnlich spitzpyramidal, während die mehr frei entwickelten öfter die brachydomatisch-säulige Form zeigen. Die charakteristischen Erscheinungen am Mieser Baryt erklären sich durch das Vorwiegen der Oberflächenenergie vor der vektoriiellen bei der Bildung derselben.

Derber Baryt ist teils körnig, teils stengelig und faserig; dieser besteht aus Individuen, die ebenfalls nach der Brachyachse verlängert sind und z. T. den Kristallen des III., z. T. denen des V. Typus gleichen.

**Anglesit** von Mies, ein seltener alter Fund, kommt nur in säulenförmigen Kristallen vor, welche von folgenden bereits anderwärts bekannten Formen begrenzt sind:  $m(110)$  vorherrschend,  $c(001)$  mit größeren,  $d(102)$ ,  $o(011)$  mit kleineren Flächen,  $a(100)$ ,  $n(120)$ ,  $l(104)$ ,  $\varphi(012)$ ,  $z(111)$ ,  $r(112)$ ,  $f(114)$  als schmale Lamellen entwickelt. Auf den  $m$ -Flächen natürliche Ätzfiguren von rhombisch-bipyramidaler Symmetrie.

Fr. Slavik.

**Eugenio Traino:** Sull' Anglesite dei giacimenti metalliferi della Provincia di Messina. (Atti R. Accad. dei Lincei. (5.) 1905. Rendic. cl. sc. fis. mat. e nat. 19. Febr. 14. p. 220—224. Mit 3 Textfig.)

Die farblosen bis grauen, sehr kleinen (größte Dimension 5 mm) und im allgemeinen wenig glänzenden Kriställchen bilden Drusen auf Bleiglanz, zuweilen begleitet von grünen Pyromorphitkriställchen. Untersucht wurden 4 Individuen.

1. Kombination:  $(001) \cdot (100) \cdot (011) \cdot (102) \cdot (122) \cdot (111)$ ; hauptsächlich entwickelt  $(011)$ , sodann  $(122)$  und  $(102)$ .

2.  $(011) \cdot (111) \cdot (122)$ ; vorherrschend  $(122)$ .

3.  $(100) \cdot (110) \cdot (102)$ .

4. Stimmt mit dem zweiten überein und erlaubt einige Winkelmessungen:

	gem.	ger.		gem.	ger.
* $011:122 =$	$26^{\circ}33'20''$	—	$122:102 =$	$44^{\circ}55'51''$	$44^{\circ}57'34''$
$011:\bar{1}\bar{2}2 =$	$102\ 54\ 21$	$102^{\circ}49'05''$	$111:100 =$	$44\ 46\ 10$	$45\ 00\ 43$
* $001:011 =$	$52\ 10\ 49$	—	$102:001 =$	$39\ 22\ 04$	$39\ 10\ 59$
$001:122 =$	$56\ 44\ 36$	$56\ 44\ 11$	$110:100 =$	$38\ 01\ 14$	$38\ 19\ 06$
$122:111 =$	$19\ 04\ 16$	$18\ 25\ 57$	$110:102 =$	$59\ 56\ 00$	$60\ 17\ 04$

Aus den beiden mit \* bezeichneten Fundamentalwinkeln folgt das Achsenverhältnis:

$$a : b : c = 0,790271 : 1 : 1,288250.$$

Mittels der Methode der kleinsten Quadrate erhält man:

$$a : b : c = 0,790141 : 1 : 1,292140.$$

Eine kleine Winkeltabelle gibt eine Vergleichung der hieraus berechneten Winkel mit den gemessenen.

Daß man es hier wirklich mit Vitriolblei zu tun hat, wurde durch chemische Reaktionen nachgewiesen.

Max Bauer.

**F. E. Clotten:** Die Zinn- und Wolframvorkommen von Nord-Queensland. (Wiener mineral. Gesellsch. Min. u. petr. Mitt. 24. 1905. p. 18—20.)

Die Zinnerzvorkommen des Herberton-Distrikts sind sehr reich und erstrecken sich über ein Gebiet fast von der Größe von Bayern

(12 000 engl. Quadratmeilen). Der Zinnerzdistrikt beginnt schon hinter Townsville und geht bis zum Carpentaria-Golf, aber der Hauptabbau ist auf das Herberton-Gebiet bis jetzt beschränkt. Zuerst wurde, 1889, das Seifenzinn des Flusses Tinarvo, später in der Nähe ein mächtiger Gang entdeckt, der sofort abgebaut wurde und dem nachher noch viele andere reiche Gänge folgten, so auch die Gänge der Lancelot Mine. Deren Erze sind ziemlich komplex gemischt und enthalten neben Sn viel Bi (ca. 4 %) und Cu (3—8 %). Am längsten und regelmäßigsten in Nord-Queensland ist die Volkan Tin Mine im Gang, die von Oktober 1890 bis Dezember 1904: 65 000 t Zinnstein mit durchschnittlich 9 % Sn lieferte, woraus 6800 t Zinnerz im Wert von 5 Millionen Mark gewonnen wurden. In ihrer Nähe finden sich auch bedeutende Mengen von Wolframerzen.

Max Bauer.

## Mineralfundorte.

H. Baumhauer: Die Mineralien des Binnentals. (Bull. de „la Murithienne“, Soc. valaisanne des sciences naturelles. 1905. p. 35—49.)

Berücksichtigt ist das ca. 100 Quadratkilometer große Gebiet zwischen dem Kummehorn und Ofenhorn im Norden, sowie der Steinentalp und dem Ritterpaß im Süden. Es ist das Flußsystem der Binna und bildet somit eine natürliche Einheit, das „Binnental“. Die herrschenden Gesteine sind Gneis und Kalkglimmerschiefer (Bündner Schiefer), dann Hornblendegneis, schieferiger Diabas, Hornblendeschiefer, Serpentin und Dolomit. Das letztere mineralreiche Gestein tritt blendendweiß und zuckerkörnig am Lengenschbach gegenüber Imfeld auf und bildet dort drei schmale 0,4 bis 1 m mächtige, durch mehrere Fuß breite Zwischenräume getrennte pyritreiche Schichten, die Heimat der sogenannten Dolomitmineralien. Diese stammten in früheren Zeiten aus den beiden oberen Schichten von der rechten Seite des Lengenschbachs; gegenwärtig wird nur noch die etwa 20 Fuß abwärts gelegene Schicht auf der linken Seite ausgebeutet und zwar von Mineralsuchern durch Sprengen, wodurch viele Kristalle zerbrochen und verloren gehen. Die Dolomitmineralien haben dem Gebiet wegen ihrer z. T. einzigartigen Beschaffenheit (Bleisulfarsenite) seinen Weltruf verschafft. Neben ihnen sind aber auch die Mineralien der Gneise und Schiefer wegen eigenartiger und prächtiger Ausbildung von Bedeutung.

### I. Gneis- und Schiefermineralien.

Sie werden meist in Felsspalten hinter Quarzbändern gefunden, z. T. aufgewachsen, z. T. abgebrochen in dem die Spalte erfüllenden Lehm, aber meist nur da, wo die Quarzbänder die Schichten durchqueren. Nur die Eisenglanzkrystalle vom Ritterpaß trifft man zuweilen an Stellen, wo die Quarzbänder mit den Schichten gleich laufen. Im Quarz verwachsen ist meist der Rutil. Von den einzelnen Mineralien werden die verschiedenen Fundorte angeführt. Es ist:

Quarz in seinen verschiedenen Abarten: Rauchtopas, Amethyst, Bergkristall (am Albrunhorn wenig klar mit Dolomitkristallen, am Ofenhorn mit gut und groß entwickelten Flächen s und x).

Rutil und Anatas. Rutil im Gneis, Glimmerschiefer und Kalk, lange Prismen, zuweilen Zwillinge nach  $P\infty$ , selten nach  $3P\infty$ , begleitet von Adular, Eisenglanz und Magneteisen, zuweilen von Turnerit, selten mit Anatas, an der Alp Lercheltini in der bekannten Weise mit Eisenglanz verwachsen, wobei der Rutil den Eisenglanz zuweilen fast ganz verdrängt. Manchmal auch Verwachsung mit Magnetit. Anatas. Selten die gewöhnliche Varietät begrenzt von P, z. T. gelb mit blauer Spitze. Wichtiger der sog. Wiserin im Glimmerschiefer der Alp Lercheltini mit der bekannten mannigfaltigen Ausbildung der Kristalle, „das hervorragendste Anatasvorkommen der Welt“. Die Funde sind aber jetzt sehr selten geworden (vergl. dies. Heft p. -16-).

Eisenglanz. Er bildet bis mehrere Zentimeter große, dickere oder dünnere Tafeln, z. T. in der Form der Eisenrosen. Schließt sich im Vorkommen bis zu einem gewissen Grad mit dem Rutil gegenseitig aus. Eine NO.—SW.-Linie vom Hohsandhorn zum Gibelhorn trennt die auf der linken Seite liegenden Rutilfundorte von den rechts gelegenen des Eisenglanzes. Nur im Gebiet des Kollerhorns sind beide Mineralien (und auch Magneteisen) zusammen und z. T. in der bekannten Art verwachsen.

Magneteisen. Meist glattflächige Oktaeder, bis 3 cm groß, auch Zwillinge, z. T. begleitet von Eisenglanz, Adular und Turnerit. Zuweilen mit Eisenglanz regelmäßig verwachsen.

Dolomit mit Quarz (s. o.). Oft große undurchsichtige Rhomboeder R und Zwillinge solcher nach  $\infty R$ .

Adular. Schöne Kristalle bis mehrere Zentimeter groß (besonders auf Kalkstein mit Rutil). Meist Zwillinge bis Vierlinge nach dem Bavenoer Gesetz. Sehr verbreitet. Seltener ist

Albit, meist in kleinen Kristallen, in teils amphibolitischem, teils serpentinarartigem Gestein, oft begleitet von

Titanit (Sphen). Grüngelb, oft durchsichtig, so daß er zu Schmucksteinen geeignet erscheint und in Durchkreuzungszwillingen bis 3 cm groß. Er ist häufig und wird begleitet außer von Albit (und Periklin) von Bergkristall, Eisenglanz, Chlorit, der auch staubförmig eingeschlossen ist, und Epidot, auch wohl von Apatit und Pyrit. Die Kristalle sitzen auf grünem Gestein (meist Chlorit- und Hornblendeschiefer); sind formenreich und die einfachen nach der Kante zwischen  $\infty P$  (und  $4P4$ ) gestreckt.

Turmalin, große schwarze Kristalle, mit Eisenglanz. Diopsid, große dunkelgrüne Kristalle mit Kalkspat und Epidot an einer Durchdringungsstelle von Gneis und Serpentin. Asbest mit eingeschlossenem Granat. Endlich Stilbit, Turnerit, kleine gelbbraune Kriställchen von der Alp Lercheltini, meist mit Magneteisen und Rutil. Selten ist der Xenotim, kleine gelbliche Kriställchen mit Anatas auf Lercheltini.

## II. Dolomitmineralien.

Der Dolomit führt viel Pyrit, in kleinen bis 1 cm großen Kristallen, oft flächenreich, mit der Grundform  $\left[ \frac{\infty 02}{2} \right]$ ; von anderen Sulfiden finden sich Zinkblende, Bleiglanz, Realgar und Auripigment.

Zinkblende, bis 2 cm große, gelbe bis braune Kristalle von der bekannten Ausbildung, das schönste Zinkblendevorkommen.

Bleiglanz,  $\infty 0 \infty . 0$ , mit eigentümlich gerundeten Kanten, dem Binnit ähnlich aussehend.

Realgar, kleine, glänzende und bis 2 cm große, wenig gut ausgebildete matte Kristalle. Ist eines der häufigsten Dolomitmineralien. Seltener ist das

Auripigment, nur in blätterigen Massen, keine deutlichen Kristalle. Das größte Interesse bieten die

Bleisulfarsenite, und zwar:

Jordanit . .	4 Pb S.	As <sub>2</sub> S <sub>3</sub> ,	Baumhauerit .	4 Pb S.	As <sub>2</sub> S <sub>3</sub> ,
Dufrenoyzit .	2 Pb S.	As <sub>2</sub> S <sub>3</sub> ,	Livëingit . .	5 Pb S.	4 As <sub>2</sub> S <sub>3</sub> ,
Rathit . . .	3 Pb S.	2 As <sub>2</sub> S <sub>3</sub> ,	Skleroklas . .	Pb S.	As <sub>2</sub> S <sub>3</sub> ,

die bisher (außer Jordanit bei Nagyag und in Oberschlesien) ausschließlich nur im Dolomit des Binnentals gefunden worden sind. Sie sind einander bekanntlich äußerlich sehr ähnlich, unterscheiden sich z. T. durch den Strich, aber im allgemeinen nur durch genauere goniometrische Untersuchungen. Die Kristalle dieser sämtlichen Mineralien sind sehr spröde; größere Individuen von Skleroklas und Rathit bersten unter scharfem Knall, wenn sie durch die Sonne oder durch die Berührung mit der Hand ungleich erwärmt werden. Wegen der Sprödigkeit gehen viele Kristalle bei der Gewinnung verloren. Am verbreitetsten ist Jordanit und Skleroklas, dann folgt Rathit, Baumhauerit und Dufrenoyzit sind selten, Livëingit ist am seltensten. Es scheint aber, als ob in den verschiedenen Schichten des weißen Dolomits die Bleisulfarsenite ungleichmäßig verteilt wären, so daß bei fortdauerndem Abbau auch immer noch neue Glieder dieser Gruppe gefunden werden [so wurde in der Sitzung der Londoner mineralogischen Gesellschaft vom 15. November 1904 über drei hierhergehörige Mineralien, den Marrit, Bowmanit und Lengenbachit, sodann in der Sitzung derselben Gesellschaft vom 15. März 1905 über drei weitere neue Mineralien dieser Art, den Smithit, Hutchinsonit und Trechmanit berichtet (Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 56; 1905. p. 30, 283 u. 752), vergl. das folgende Referat. Ref.] An diese Mineralien schließt sich an der Binnit, eine Abart des Tennantits, der je nach der kristallographischen Ausbildung als Kugelbinnit und Stangenbinnit bezeichnet wird, sowie der sehr seltene, an den Bournonit sich anschließende Seligmannit, der gleichfalls nur vom Binnental bekannt ist.

Fernere Dolomitmineralien sind der Bergkristall und der Rutil, ferner auf Drusenräumen schöne, wasserhelle, durchsichtige Kristalle von Dolomit, bis 2 cm groß, häufig die rhomboedrische Tetartoedrie deutlich

zeigend; meist Zwillinge nach  $\infty R$ . Schwerspat bildet kleine Kristalle von wechselndem Habitus.

Von Silikaten sind gefunden: Hyalophan nebst Adular, Fuchsit, zuweilen mit Pyrit und Realgar, Tremolit in bis faustgroßen, strahligen Aggregaten und selten hellbrauner, durchsichtiger Turmalin, z. T. mit glänzenden rhomboedrischen Endflächen.

Max Bauer.

**R. H. Solly:** Some new minerals from the Binnental, Switzerland. (Min. Mag. 14, p. 72—82. Mit 2 Textfig. London 1905.)

Hutchinsonit aus dem Dolomit des Lengenbach-Bruches, nach den Bestimmungen von G. T. PRIOR ein Sulpharsenit von Thallium, Blei, Silber und Kupfer, mit ungefähr 20 % Th; eine genaue Analyse fehlt noch.

Kristallsystem rhombisch;  $a : b : c = 0,8175 : 1 : 0,7549$ . Tritt in flachen rhombischen Prismen von roter bis grauschwarzer Farbe auf, innig verwachsen mit Sartorit und Rathit; Strich scharlachrot; durchscheinend bis undurchsichtig; Härte  $1\frac{1}{2}$ —2; gute Spaltbarkeit parallel (100)  $\infty P\infty$ .

Folgende Formen wurden beobachtet:

(100)  $\infty P\infty$ , (010)  $\infty P\infty$ , (001) 0P, (850)  $\infty P\frac{5}{8}$ , (870)  $\infty P\frac{7}{8}$ , (110)  $\infty P$ , (780)  $\infty P\frac{5}{8}$ , (340)  $\infty P\frac{3}{8}$ , (580)  $\infty P\frac{5}{8}$ , (120)  $\infty P\frac{5}{8}$ , (380)  $\infty P\frac{5}{8}$ , (140)  $\infty P\frac{1}{4}$ , (180)  $\infty P\frac{5}{8}$ , (502)  $\frac{5}{2}P\infty$ , (201)  $2P\infty$ , (302)  $\frac{3}{2}P\infty$ , (101)  $P\infty$ , (304)  $\frac{3}{4}P\infty$ , (102)  $\frac{1}{2}P\infty$ , (104)  $\frac{1}{4}P\infty$ , (011)  $P\infty$ , (322)  $\frac{3}{2}P\frac{5}{8}$ , (111) P, (344)  $P\frac{1}{4}$ , (122)  $P\frac{1}{2}$ , (144)  $P\frac{1}{4}$ .

Smithit. Flache, hexagonal aussehende Pyramiden mit Basis, zusammen mit Hutchinsonit vorkommend. Hellrot, Diamantglanz, Strich scharlachrot, durchsichtig bis durchscheinend, Härte  $1\frac{1}{2}$ —2.

Kristallsystem monoklin;  $a : b : c = 2,2309 : 1 : 1,9657$ ;  $\beta = 78^\circ 47\frac{1}{2}'$ .

Beobachtete Formen: (100)  $\infty P\infty$ , (001) 0P, (101) —  $P\infty$ , (10I)  $P\infty$ , (411) —  $4P_4$ , (311) —  $3P_3$ , (211) —  $2P_2$ , (322) —  $\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$ , (111) — P, (355) —  $P\frac{5}{8}$ , (011)  $P\infty$ , (51I)  $5P_5$ , (41I)  $4P_4$ , (21I)  $2P_2$ , (11I) P, (212)  $P_2$ . Eine Analyse von Smithit von G. T. PRIOR führt zu der Formel  $AgAsS_2$ . Sehr vollkommene Spaltbarkeit nach (100)  $\infty P\infty$ .

Trechmannit. Kleine, rote Kristalle auf Baumhauerit in dem Dolomit von Lengenbach.

Kristallsystem hexagonal-rhomboedrisch;  $a : c = 1 : 0,6556$ . In Bezug auf Farbe, Strich und Härte gleicht das Mineral dem Hutchinsonit und Smithit.

Die beobachteten Formen sind: o (111) = 0R (0001), r (100) = R (10I1), x (212) = —  $2R_2$  (1341), z (313) = —  $2R_3$  (2461), a (1I0) =  $\infty P_2$  (1120), b (2I1) =  $\infty R$  (10I0), d (527) =  $\infty P\frac{5}{8}$  (3140), f (325) =  $\infty P\frac{5}{8}$  (7180).

Marrit. Ein dem Binnit sehr ähnlich aussehendes Mineral aus dem Dolomit von Lengenbach. Nur eine einzige Stufe mit 2—3 mm großen Kristallen dieses Minerals wurde bisher gefunden.

Kristallsystem monoklin;  $a : b : c = 0,57634 : 1 : 0,47389$ ;  $\beta = 88^\circ 45'$ .

Die Kristalle haben den Habitus eines Würfels in Kombination mit Flächen von Pyramidenwürfeln und Achtundvierzigflächnern. Farbe bleigrau bis stahlblau, gewöhnlich bunt angelaufen. Starker Metallglanz; Strich schwarz, etwas ins Schokoladebraune; opak; Härte = 3, Bruch muschelig.

Folgende 40 Formen wurden beobachtet:

$a = (100) \infty P\infty$ ,  $b = (010) \infty P\infty$ ,  $c = (001) 0P$ ,  $-2h = (201) -2P\infty$ ,  
 $-h = (101) -P\infty$ ,  $+2h = (20\bar{1}) 2P\infty$ ,  $+h = (10\bar{1}) P\infty$ ,  $7r = (170) \infty P7$ ,  
 $6r = (160) \infty P6$ ,  $5r = (150) \infty P5$ ,  $4r = (140) \infty P4$ ,  $3r = (130) \infty P3$ ,  
 $2r = (120) \infty P2$ ,  $\frac{3}{2}r = (230) \infty P\frac{3}{2}$ ,  $r = (110) \infty P$ ,  $\frac{3}{2}s = (320) \infty P\frac{3}{2}$ ,  
 $2s = (210) \infty P2$ ,  $\frac{7}{2}s = (720) \infty P\frac{7}{2}$ ,  $\frac{7}{2}k = (072) \frac{7}{2}P\infty$ ,  $3k = (031) 3P\infty$ ,  
 $\frac{7}{3}k = (073) \frac{7}{3}P\infty$ ,  $2k = (021) 2P\infty$ ,  $k = (011) P\infty$ ,  $\frac{2}{3}k = (023) \frac{2}{3}P\infty$ ,  
 $\frac{1}{2}k = (012) \frac{1}{2}P\infty$ ,  $\frac{1}{3}k = (013) \frac{1}{3}P\infty$ ,  $\frac{1}{5}k = (015) \frac{1}{5}P\infty$ ,  $-2q = (121) -2P2$ ,  
 $-p = (111) -P$ ,  $-2t = (212) -P2$ ,  $-2u = (211) -2P2$ ,  $+3v = (13\bar{1}) 3P3$ ,  
 $+2q = (12\bar{1}) 2P2$ ,  $+p = (11\bar{1}) P$ ,  $+2p = (11\bar{2}) \frac{1}{2}P$ ,  $+2t = (21\bar{2}) P2$ ,  
 $+2u = (21\bar{1}) 2P2$ ,  $+z = (233) P\frac{3}{2}$ ,  $+x = (22\bar{3}) \frac{2}{3}P$ ,  $+y = (23\bar{1}) 3P\frac{3}{2}$ .

Lengenbachit, kommt in dünnen, blattförmigen Kristallen vor, die zuweilen wie Papier gerollt sind, parallel der größten Fläche ausgezeichnete Spaltbarkeit. Der größte Kristall ist 4 cm lang und 5 mm breit.

Genaue kristallographische Messungen waren nicht möglich, doch wird aus den Untersuchungen geschlossen, daß das Mineral im triklinen System kristallisiert.

Die Tafeln sind biegsam, aber nicht elastisch; spez. Gew. = 5,80; sehr weich, färbt auf Papier ab; Metallglanz, Farbe stahlgrau, oft bunt angelaufen; undurchsichtig; Strich schwarz, etwas ins Schokoladebraune.

Seiner chemischen Zusammensetzung nach ist das Mineral nach einer vorläufigen Untersuchung von HUTCHINSON ein Sulpharsenit von Blei mit geringen Mengen von Silber, Kupfer und Antimon.

Bowmanit. Rhomboedrisch;  $a : c = 1 : 1,1847$ . Beobachtete Formen:  $o (111) = 0R (0001)$ ,  $r (100) = R (10\bar{1}1)$ ,  $f (\bar{1}11) = -2R (02\bar{2}1)$ . Tritt in rosettenförmigen Aggregaten auf, bestehend aus dünnen Täfelchen mit gekrümmter Oberfläche, aufgewachsen auf oder zwischen Kristallen von Dolomit von Lengenschbach. Farbe honiggelb; lebhafter Glas- bis Fettglanz; Strich weiß; vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis; Härte  $4\frac{1}{2}$ ; spez. Gew. 3,2; durchscheinend; optisch einachsig und positiv.

Die vorläufige chemische Untersuchung zeigte, daß ein Kalk-Tonerde-Phosphat vorliegt mit geringen Mengen von Eisen, Wasser und vielleicht Magnesia.

Nach Untersuchungen von BOWMAN scheint das Mineral pseudo-symmetrisch und aus zweiachsigen Individuen aufgebaut zu sein.

Anhangsweise werden noch beschrieben:

Blende mit einem eigentümlichen, stark glänzenden, metallischen, bleigrauen Überzug, der, dem Lichte ausgesetzt, matt wird und in Gegenwart von Salzsäure schnell verschwindet. An diesen Kristallen wurden fünf neue Formen bestimmt:



$$(6\bar{1}1) - \frac{606}{2}, (11.\bar{7}.7) - \frac{1^1 0^1 1^1}{2}, (7\bar{5}5) - \frac{7^0 7^0}{2}, (13.\bar{1}0.10) - \frac{1^3 0^1 1^3}{2},$$

$$(5\bar{4}4) - \frac{5^0 4^0}{2}; \text{ und}$$

Seligmannit, in verhältnismäßig großen ( $2,5 \times 2 \times 1$  mm), stark verzwilligten Kristallen, aufgewachsen auf Dufrénoysit und Baumhauerit.

K. Busz.

**G. F. Herbert Smith:** An improved form of Refractometer. (Min. Mag. 14. p. 83—86. Mit 2 Textfig. London 1905.)

Das vom Verf. beschriebene Instrument ist im wesentlichen gleich dem von C. LEISS konstruierten und in der Zeitschr. f. Krist. 39. p. 47—48 beschriebenen Refraktometer, dessen Existenz aber dem Verf. nicht bekannt zu sein scheint. Wie bei jenem Instrument so ist auch hier der Brechungsindex auf einer Skala abzulesen, die aber nicht so bequem eingerichtet ist als bei dem LEISS'schen Instrument; auch fehlt die Einrichtung zum Drehen der Glashalbkugel. Durch Anbringung einer Konvexlinse fast im Kontakt mit der Halbkugel wird eine scharfe Grenze des hellen und dunklen Gesichtsfeldes erzielt. Die Leistungsfähigkeit erstreckt sich, ungefähr ebenso wie bei dem LEISS'schen Instrument, auf die Brechungsindizes von 1,40—1,76.

K. Busz.

**J. W. Evans:** On some new forms of Quartz-wedge and their uses. (Min. Mag. 14. p. 87—92. London 1905.)

Für die Bestimmung der Stärke der Doppelbrechung (oder des Index der relativen Verzögerung) empfiehlt Verf. in gewissen Fällen die Anwendung von Quarzkeilen mit größerem Winkel, als gewöhnlich im Gebrauch, bei denen das Maximum der Dicke  $1-1\frac{1}{2}$  mm und darüber beträgt, ferner auch einen doppelten Quarzkeil, der folgendermaßen eingerichtet ist. Er besteht aus zwei unmittelbar nebeneinander auf einem Objektträger befestigten Quarzkeilen, von denen der eine in der gewöhnlichen Weise hergestellt ist, so daß seine Längsrichtung parallel, die Schneide senkrecht zur Hauptachse orientiert ist, während bei dem anderen die Schneide der Hauptachse parallel ist. Die Hauptachsen der beiden stehen also senkrecht aufeinander, und da beide gleich geschliffen sind, zeigen sie bei gekreuzten Nicols dieselbe Folge von farbigen Bändern. Wird dieser Doppelkeil und eine doppeltbrechende Kristallplatte so in den Gang der Lichtstrahlen zwischen gekreuzten Nicols eingeschoben, daß Keil und Platte mit ihren Hauptschwingungsrichtungen zusammenfallen, letztere aber unter  $45^\circ$  gegen die Nicols gedreht sind, so wird einer der Keile ein schwarzes Band zeigen, das die Stelle der Kompensation angibt, während der andere an derselben Stelle Farben zeigt, die der erhöhten relativen Verzögerung entsprechen. Auch bei anderen Bestimmungen ist die Anwendung eines solchen Doppelkeiles bequemer, als die eines einfachen.

K. Busz.

**F. Zambonini:** Über die Drusenmineralien des Syenits der Gegend von Biella. (Zeitschr. f. Krist. 40. 1905. p. 206—269. Mit 30 Abbild. auf 2 Taf.)

Verf. beschreibt die Mineralien aus den seltenen und mineralarmen Drusen im Syenit von Biella (Bogna und Balma) in Piemont. Vorausgeschickt wird eine kurze historische Übersicht über die bisherigen Arbeiten, die sich mit dem genannten Vorkommen beschäftigen. Für den Syenit hält Verf. GASTALDI gegenüber an dem eruptiven Ursprung fest. Das Gestein bildet eine Ellipse im Gebiete der 3 Täler von Oropa, vom Cervo und Sessera. Seine Zusammensetzung und Struktur wechseln stark. Eigentümlich sind die zahlreichen sauren Ausscheidungen. Mit dem Syenit des Plauen'schen Grundes besteht große Ähnlichkeit, auch bezüglich der Drusenmineralien, doch sind die mannigfachen Ausscheidungen des sächsischen Gesteins basisch; auch ist letzteres von vielen Pegmatit- und Aplitgängen durchsetzt, die man bei Biella nicht kennt.

Die bis jetzt beobachteten Drusenmineralien im Bielleser Syenit sind die folgenden: 1. \*Flußspat, 2. \*Molybdänglanz, 3. Schwefelkies, 4. \*Kupferkies, 5. \*Buntkupfererz, 6. \*Magnetkies, 7. Quarz, 8. Eisenglanz, 9. Limonit, 10. Magneteisen, 11. Kalkspat, 12. \*Malachit, 13. Apatit, 14. \*Epidot, 15. \*Granat, 16. \*Biotit, 17. \*Muscovit, 18. \*Chlorit, 19. \*Pyroxen, 20. \*Wollastonit, 21. Amphibol, 22. Titanit, 23. Orthoklas, 24. \*Albit, 25. Oligoklas, 26. \*Turmalin, 27. \*Axinit, 28. \*Prehnit, 29. \*Chabasit, 30. \*Desmin, 31. \*Laumontit, 32. \*Heulandit.

Zirkon ist nur u. d. M. als verbreiteter Bestandteil des Syenits erkannt worden; Ilmenit, z. T. am Rand in Titanit umgewandelt, findet sich fast nur in Dünnschliffen einzelner besonderer Ausscheidungen. Spinell von mikroskopischer Größe ist in Menge in gewissen Kontaktgesteinen. Von den oben genannten 32 Mineralien sind die 21 mit \* bezeichneten bisher noch nicht von dort beschrieben worden. Die Reichlichkeit des Vorkommens ist sehr verschieden. Sehr häufig sind die Feldspate und der Amphibol, weniger der Titanit; Epidot, Prehnit, Turmalin und Schwefelkies sind noch ziemlich häufig; selten und sehr selten sind die anderen. Chlorit, Malachit, Buntkupfererz und Limonit sind stets Zerstellungsprodukte. Die meisten finden sich in verschiedenen Gesteinsvarietäten, andere nur in besonderen, z. B. Flußspat in gewissen sauren Ausscheidungen; Granat und Pyroxen in Kontaktbildungen. Das relative Alter der Drusenmineralien läßt sich wegen Kleinheit der Drusen etc. nicht sicher bestimmen.

**Flußspat.** Sehr selten in sauren Ausscheidungen mit vorwiegendem Quarz und wenig Epidot, Chlorit, Amphibol, Magneteisen und Titanit. Er bildet violette Körner und Kristalle (100) und (100). (111) mit unregelmäßig verteiltem Pigment.

**Molybdänglanz.** Sehr selten; kleine derbe Massen und unregelmäßige Kristallgruppen.  $G. = 4,73$ . Die Analyse ergab die Zahlen unter I, die Formel  $MoS_2$  die unter II:

	I.	II.
Mo. . . . .	59,35	59,95
S . . . . .	40,28	40,04
	<u>99,63</u>	<u>99,99</u>

Er erfüllt Spalten und Zwischenräume wie eine rezente Bildung. Die seltenen deutlichen Kristalle zeigen nur (0001) und (10 $\bar{1}$ 0). Die meist gekrümmten Plättchen finden sich nur an biotitreichen Stellen des Syenits.

Schwefelkies. Häufig und meist kristallisiert, sowie zu Limonit umgewandelt in den Drusen. Es sind Würfel, bis 10 mm Kantenlänge, seltener ziemlich große Kristalle (210).(111). Meist nur von Feldspat oder auch von Amphibol begleitet. Schwefelkies ist auch als einer der ältesten Bestandteile häufig im Gestein.

Kupferkies und Buntkupfererz. Kupferkies ist sehr untergeordnet; oberflächlich stets in Buntkupfererz umgewandelt.

Magnetkies. Nur in einem Stück als schmale Ader im Syenit. Er enthält wenig Ni und Cu und reduziert leicht Gold aus Goldchloridlösung.

Quarz. Im Gestein spärlich; in den Drusen sehr verbreitet. Kristalle bis zur Länge von einigen Dezimetern; farblos bis fast schwarz. Die hellen zeigen meist nur die einfachsten Kombinationen, die rauchgrauen sind komplizierter, namentlich durch zahlreiche Rhomboeder. Die durch gute Messungen sicher bestimmten Formen sind die folgenden:

(10 $\bar{1}$ 0),	(10 $\bar{1}$ 1),	(20 $\bar{2}$ 3),	(50 $\bar{5}$ 3),	(30 $\bar{3}$ 1),	(40 $\bar{4}$ 1),
(60 $\bar{6}$ 1),	(70 $\bar{7}$ 1),	(10.0.1 $\bar{0}$ .1),	(16.0.1 $\bar{6}$ .1),	(01 $\bar{1}$ 1),	(05 $\bar{5}$ 3),
(03 $\bar{3}$ 1),	(04 $\bar{4}$ 1),	(0.13.1 $\bar{3}$ .1),	(0.10.1 $\bar{0}$ .1),	(0.17.1 $\bar{7}$ .1),	(21 $\bar{1}$ 1),
(11 $\bar{2}$ 1),	(51 $\bar{6}$ 1),	(61 $\bar{5}$ 1),	(41 $\bar{5}$ 1),	(41 $\bar{3}$ 1).	

Die zur Bestimmung der einzelnen Formen gemessenen Winkel werden mitgeteilt. Einfache Kristalle sind sehr selten, meist Dauphinéer Zwillinge, teils rechter, teils linker Individuen.

Eisenglanz. Bildet dünne rote Plättchen im Orthoklas und Amphibol oder auf Drusenräumen ebensolche Überzüge.

Limonit. Verwitterungsprodukt von Amphibol und besonders von Pyrit, nach dem er oft Pseudomorphosen bildet.

Magneteisen. Findet sich als Einschluß in Amphibolkristallen, aber selten aufgewachsen; so Oktaeder auf Drusen mit Kalkspat, Chabasit und Heulandit; titanhaltig; oder auch in Granatoedern mit verändertem Epidot und weißem Heulandit, in oder auf diesem. In Kalkspatpartien sind meist oktaedrische Kristalle neben Turmalin, Titanit, Pyrit, Quarz etc. ziemlich häufig.

Kalkspat. Ist ziemlich häufig in kristallinischen Partien oder großen, trüben, gelblichweißen Spaltungsrhomboedern. Er ist sehr reich an Einschlüssen verschiedener Mineralien. Kristalle sind selten, besonders große Skalenoeder R3 (21 $\bar{3}$ 1) (20 $\bar{1}$ ). An manchen Stücken ausgezeichnete Trennungsflächen nach der Basis. Kurzprismatische kleine Kriställchen: 3R (30 $\bar{3}$ 1) (21 $\bar{1}$ ). 0R (0001) (111) oder daneben noch  $-\frac{1}{2}$ R (01 $\bar{1}$ 2) (110)

auf Drusen im Biotitsyenit mit Quarz, Chlorit, Molybdänglanz und zuweilen etwas Prehnit. Selten undurchsichtige gelbliche Kriställchen von rhomboedrischem Habitus: herrschend —  $2R(02\bar{2}1)(11\bar{1})$  mit  $\infty P2(11\bar{2}0)(10\bar{1})$  oder mit —  $\frac{2}{3}R4(35\bar{5}7)(63\bar{2})$ . Besonders verbreitet ist das Mineral in den dunkeln feinkörnigen pyrit- oder magnetitreichen Gesteinen, Skalenoe der  $R3(21\bar{3}1)(2\bar{1}\bar{1})$  oder dieses mit —  $\frac{1}{2}R(01\bar{1}2)(110)$ .

Malachit. Selten als Verwitterungsprodukt kupferhaltiger Kiese in ausgedehnten Überzügen und kristallinen Partien auf Drusen mit solchen Kiesen.

Apatit. Schöne, durchsichtige, fast farblose Kristalle von 1—11 mm Länge. Beobachtet wurden die Formen:

$$\begin{aligned} c &= 0P(0001), m = \infty P(10\bar{1}0), a = \infty P2(11\bar{2}0), h = \infty P\frac{3}{2}(12\bar{3}0), \\ x &= P(10\bar{1}1), y = 2P(20\bar{2}1), \pi = 4P(40\bar{4}1), r = \frac{1}{2}P(10\bar{1}2), \\ f &= \frac{1}{4}P(10\bar{1}4), s = 2P2(11\bar{2}1), n = 3P\frac{3}{2}(31\bar{4}1). \end{aligned}$$

Von diesen Formen ist  $f$  neu. Zahlreiche Kombinationen, am häufigsten:  $cmyxr$ ; sodann ebenfalls häufig:  $cmyxrs$ . Die anderen:  $cm$ ,  $cmyxr$ ,  $cmyxrf$ ,  $cmahyxr$ ,  $cm\pi xrsn$ ,  $cmahyxr$  sind selten. Bei allen herrschen das Prisma  $\infty P(10\bar{1}0)$  und am Ende die Basis auf  $x$  oder  $r$  sind zuweilen groß.  $h$  zeigt die richtige hemiedrische Verteilung.

$$10\bar{1}0 : 12\bar{3}0 = 19^{\circ} 11' \text{ (gem.)}, \quad 19^{\circ} 06' \text{ (ber.)}$$

$$10\bar{1}0 : 11\bar{2}0 = 30 \ 01 \quad \text{„} \quad 30 \ 00 \quad \text{„}$$

$$11\bar{2}0 : 12\bar{3}0 = 10 \ 48 \quad \text{„} \quad 10 \ 54 \quad \text{„}$$

$$10\bar{1}0 : 10\bar{1}4 = 78 \ 16 \quad \text{„} \quad 78 \ 03 \ 50'' \quad \text{„}$$

Die Verteilung der Pyramidenflächen ist meist ganz unregelmäßig. Aus den Winkeln  $mx$  und  $cx$ , an allen Kristallen sehr konstant:  $0001 : 10\bar{1}1 = 40^{\circ} 13'$ ,  $10\bar{1}0 : 10\bar{1}1 = 49^{\circ} 47'$  folgt das Achsenverhältnis  $a:c = 1:0,73228$ . Eine Winkeltabelle zeigt sehr gute Übereinstimmung der gemessenen und berechneten Werte. Diese Zahlen lassen vermuten, daß man es mit einem Fluorapatit mit kleinem Chlorgehalt zu tun hat. Der hier vorliegende ist identisch mit den Apatiten von Jumillo und vom Albanergebirge (letzterer vom Verf. untersucht) und sehr nahe identisch mit dem von Kirjabin. Ein Prisma hat ergeben:

$$\omega_{Na} = 1,63821, \quad \epsilon_{Na} = 1,63446,$$

nahe wie beim Apatit von Jumillo. Im Spektrometer Spuren von Cermetallen (Praseodym). In den Drusen sitzt der Apatit auf Oligoklas-kriställchen mit etwas Turmalin, Epidot und Amphibol. Auch im Gestein ist Apatit reichlich in verhältnismäßig großen Kristallen.

Epidot. Ziemlich häufig als feine Nadelchen, zuweilen auch große Kristallbüschel in Drusen, sowie in kleinen Adern im Gestein; stets eine der jüngsten Bildungen. Keine regelmäßigen Flächen. Die Farbe schwankt zwischen hellgelblich und dunkelgrün. Verwitterungsprodukt von Orthoklas und Chlorit. Zuweilen von Zeolithen, besonders Laumontit, begleitet, auch mit Titanit, Chlorit, Amphibol und Flußspat etc. An dunkelgrünem Epidot wurde beobachtet:  $a$  = gelblich,  $b$  = bräunlich,  $c$  = grünlich, ähnlich wie bei den Kristallen von der Knappenwand. Eine Analyse ergab:

c\*

36,91 SiO<sub>2</sub>, 22,39 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 15,06 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,70 MnO, 22,84 CaO, 0,41 MgO, Spur FeO, 2,13 H<sub>2</sub>O; Sa. 100,44.

Granat. Meist nur ∞O (110), selten 2O2 (211) und ∞O3 (310). 110 : 310 = 26° ca. (26° 34' ger.). An einem Kristall auch O (111) und  $\frac{5}{2}O\frac{5}{3}$  (532), letztere Form neu. 110 : 532 = 23° 20' (gem.), 23° 25' (ger.). Starke anomale Doppelbrechung, entsprechend der Dodekaederstruktur C. KLEIN's. Farbe hellgrün, dunkelrot und gelblich mit allen Zwischenstufen. Im ganzen sehr selten. Bildet zuweilen kleine kristallinische Massen mit anderen Mineralien zusammen. Stets viel Quarz eingewachsen.

Biotit. Sehr selten in den Drusen; braun oder grünlich. Spaltungsplättchen deutlich dichroitisch, dunkel- und sehr hellbraun. Kleiner Achsenwinkel,  $\rho > \nu$ . Geht z. T. in eine chloritische Substanz über.

Muscovit. Noch seltener. Silberweiße bis bräunliche Plättchen auf Feldspat.

Chlorit. Ziemlich häufig, meist durch Verwitterung von Amphibol entstanden, im Gestein zuweilen Pseudomorphosen. Manchmal auch aus Biotit hervorgegangen. Primärer Chlorit viel seltener in Form zierlicher Täfelchen und kleiner Büschel von isolierten Lamellen. Achsenwinkel meist groß. Stets eine der jüngsten Bildungen.

Pyroxen. Eines der seltensten Mineralien, nur in den kleinen Granatfelsmassen etwas häufiger. Beobachtete Formen: (100), (010), (110) und (001). Farbe schmutzig hellgrau, undurchsichtig. Auslöschungsschiefe auf (010) 37—39°. In einer pyritreichen Partie des Gesteins fand sich ein dunkelgrünes Kriställchen mit den Flächen (100), (310), (110) und (010).

Wollastonit. Nur im Granatfels. Weiße, faserige Plättchen mit deutlicher Spaltbarkeit nach zwei Richtungen unter 95° 30'. Optische Achsenebene // (010); 2E = 71° ca. (rotes Glas). Mit HCl gelatinierend.

Amphibol. Als Drusenmineral ziemlich häufig, aber selten in deutlichen, stets kleinen Kristallen. Beobachtete Formen:

a = ∞P∞ (100), b = ∞P∞ (010), c = OP (001), m = ∞P (110),  
 ϑ = ∞P $\frac{4}{3}$  (430), n = ∞P3 (310), e = ∞P3 (130), z = 2P∞ (021),  
 w = 2P∞ (201), r = P (111), i = 3P3 (131), B =  $\frac{3}{2}$ P3 (132).

Letztere neu. Kombinationen: bmr, mrt, bmri, abmz, amer, abmdw, abmwtr, bmetri, bcmzri, amnezrB, abmntri.

B ist bestimmt aus den Winkeln:

021 : 132 = 15° 14' (gem.), 15° 08' 03" (ger.)

110 : 132 = 79 38 " 79 45 12 "

Wenige Kristalle sind gut meßbar; es ergab sich:

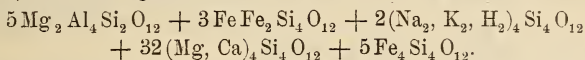
	gem.	ger.		gem.	ger.
110 : 110	= 55° 32' 36"	55° 32' 38"	111 : 111	= 31° 33' 15"	31° 33' 22"
010 : 110	= 62 13 30	62 13 41	010 : 111	= 74 13 20	74 13 19
110 : 111	= 68 37 30	68 33 07	010 : 131	= 49 44	49 42 46
110 : 111	= 83 33 15	83 33 10	201 : 111	= 28 30	28 33 22

Hieraus das Achsenverhältnis:

a : b : c = 0,54501 : 1 : 0,29439; β = 75° 04' 13",

abweichend von dem aller anderen Amphibole. Farbe grünschwarz mit kräftigem Dichroismus: a = hellgelblichgrün, b = hellgrün, c = blaugrün. Auslöschungsschiefe auf (010) bis 36°, ja bis 39°; also außergewöhnlich groß. Analysiert wurden dunkelgrüne Drusenkristalle, fast frei von eingeschlossenem Magneteisen.

51,32 SiO<sub>2</sub>, 0,84 TiO<sub>2</sub>, 6,11 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3,28 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 7,39 FeO, Spur MnO, 13,59 CaO, 16,17 MgO, 0,36 K<sub>2</sub>O, 0,91 Na<sub>2</sub>O, 0,30 H<sub>2</sub>O (direkt bestimmt); Sa. 100,27, woraus folgende Formel berechnet werden kann:



Der Amphibol verändert sich leicht in eine glanzlose zerbrechliche Masse von verschiedener Zusammensetzung.

Titanit. Enthält 2,30 % Yttrium- und Ceroxyde und bildet z. T. gut ausgebildete Kristalle. An diesen wurden beobachtet (Aufstellung von DES CLOIZEAUX):

$$\begin{aligned} c(y) &= 0P(001), & a(P) &= \infty P \infty(100), & m(r) &= \infty P(110), \\ S &= -\frac{2}{5}P \infty(205), & x &= -\frac{1}{2}P \infty(102), & v &= P \infty(\bar{1}01), \\ n &= -P(111), & t &= P(\bar{1}11), & w &= 2P(\bar{2}21), \\ l &= \frac{1}{2}P(\bar{1}12). \end{aligned}$$

Diese geben folgende Kombinationen: nx, can, caxw, camn, camnl, camxn, camSn, camntl, camxnl, camvnl. Darunter ist am häufigsten: can, sodann caxw; alle anderen sind sehr selten.

Die Kristallisation stimmt mit der des Titanits vom Plauenschen Grund und von Asheda vollkommen überein. Verf. fand fast keine Zwillinge, weder im Gestein noch in den Drusen. Die häufigsten, undurchsichtigen, braunen Kristalle geben ein Achsensystem (I), das von dem der durchsichtigen roten und gelben (II) etwas abweicht, und zwar:

$$\text{I. } a : b : c = 0,74620 : 1 : 0,84667; \beta = 60^\circ 12'$$

$$\text{II. } = 0,74605 : 1 : 0,85085; \beta = 60^\circ 11' 30''.$$

Spaltbar ziemlich deutlich nach (111); zuweilen Absonderung nach (221). Größe bis zu 20 mm, meist 3—4 mm.

Die undurchsichtigen Körner werden im Schliff hellgrünlichgelb und sind stark pleochroitisch: a = hellgelblich, b = grünlichgelb, c = rötlichgelb. Ein gelber Drusenkristall war nicht pleochroitisch, ein weinroter zeigte: a = gelblich, b = rötlichgelb.

Die + 1. Mittellinie macht mit Achse c 57°, wie bei BRÖGGER; sie ist sehr nahe  $\perp$  (102), mit der Farbe etwas wechselnd, und zwar ist:

Weingelber Kristall

$$c : c = 5^\circ 22'$$

$$= 5^\circ 30'$$

Weinroter Kristall

$$6^\circ 30' \text{ (rotes Glas)}$$

$$6^\circ 45' \text{ (Na-Licht)}$$

$$7^\circ 10' \text{ (blaues Glas)}.$$

Ferner:

Hellgelber Kristall

$$2E = 57^\circ 20'$$

$$= 55^\circ 31'$$

$$= 39^\circ 0'$$

Weinroter Kristall

$$60^\circ 10' \text{ (rotes Glas)}$$

$$58^\circ 10' \text{ (Na-Licht)}$$

$$39^\circ 0' \text{ (blaues Glas)}.$$

Spez. Gew.: Dunkelkastanienbrauner, durchsichtiger Kristall = 3,55,  
Körner = 3,60.

Eine Analyse der körnigen Varietät ergab:

30,89 SiO <sub>2</sub> ,	30,58 TiO <sub>2</sub> ,	5,77 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ,	Spur FeO,
2,81 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ,	3,07 (Y, Ce) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ,	0,40 MnO,	26,09 CaO,
0,25 MgO,	0,86 H <sub>2</sub> O;	Sa. 100,72,	

ähnlich wie beim Titanit des Plauenschen Grundes. Die Zahlen stimmen nicht mit der Formel GROTH's, sondern eher mit der BLOMSTRAND's. Ein Zusammenhang zwischen optischem Achsenwinkel und Zusammensetzung (Eisengehalt) läßt sich nicht feststellen.

Der Titanit ist in Drusen und im Gestein sehr häufig und gehört in letzterem mit zu den ältesten Bestandteilen.

Orthoklas. Die Kristalle, Größe bis 3 cm, zeigen die Formen:

$$\begin{aligned} a (k) &= \infty P \infty (100), & b (M) &= \infty P \infty (010), & c (P) &= OP (001), \\ m (Tl) &= \infty P (110), & z &= \infty P \beta (130), & x &= P \infty (\bar{1}01), \\ y &= 2P \infty (\bar{2}01), & n &= 2P \infty (021), & o &= P (\bar{1}11). \end{aligned}$$

Kombinationen: P M Tl y x, P M Tl y x o, P M Tl y x o n, P M k Tl z y o, P M k Tl y x o, P M k Tl y x o z. Habitus sehr wechselnd. Zwillinge nur nach dem Karlsbader Gesetz. Zu genauen Messungen wenig geeignet. Optisch wie gewöhnlich. Eine Analyse ergab:

64,61 SiO<sub>2</sub>, Spur P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 18,75 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (mit Spur Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), 0,83 CaO, Spur MgO, 14,46 K<sub>2</sub>O, 0,81 Na<sub>2</sub>O; Sa. 99,46.

Der Orthoklas ist eines der ältesten Drusenminerale und als solches seltener als der Oligoklas, mit dem er zuweilen in der gewöhnlichen Weise parallel verwachsen ist.

Albit. Formen der sparsamen Kriställchen, die alle nach dem Albitgesetz verzwillingt sind:

$$\begin{aligned} M &= \infty P \infty (010), & P &= OP (001), & l &= \infty P', (110), \\ T &= \infty, 'P (\bar{1}\bar{1}0), & y &= 2, P, \infty (\bar{2}01), & x &= , P, \infty (\bar{1}01), \\ r &= \frac{1}{2}, P, \infty (\bar{4}03), & p &= , P (\bar{1}11). \end{aligned}$$

G. = 2,593 und 2,592 an zwei Proben. Mittel = 2,59. Ein Schnitt // (010) gab  $A_M = +18^\circ$ .

Oligoklas. Weit häufiger als Albit und von ihm äußerlich kaum zu unterscheiden. Größe bis 25 mm. Beobachtete Formen:

$$\begin{aligned} M &= \infty P \infty (010), & P &= OP (001), & b &= \infty P', (110), & M &= \infty, 'P (\bar{1}\bar{1}0), \\ f &= \infty P, ' \beta (130), & z &= \infty, ' P \beta (\bar{1}\bar{3}0), & y &= 2, P, \infty (\bar{2}01), & x &= , P, \infty (\bar{1}01), \\ r &= \frac{1}{2}, P, \infty (\bar{4}03), & p &= , P (\bar{1}11), & o &= P, (\bar{1}\bar{1}1), & g &= 2, P (\bar{2}\bar{2}1), \\ u &= 2P, (\bar{2}\bar{2}1), & e &= 2, P' \infty (021), & n &= 2, P' \infty (0\bar{2}1). \end{aligned}$$

Der Habitus ist wechselnd, doch meist tafelig nach (010). Selten einfach, meist Albitzwillinge oder -drillinge; auch die Roctourné-Ausbildung nicht selten, sowie Doppelzwillinge nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz. Genaue Messung selten möglich, doch zeigen einzelne Winkelwerte, daß dieser Oligoklas mit dem vom Vesuv (nach G. VOM RATH) beinahe genau

übereinstimmt. Auch chemisch ist die Ähnlichkeit sehr groß. Schliefe nach (010) oft Zonarstruktur;  $A_M = +13^\circ$  (Randzone),  $= 8^\circ 30'$  (Mitte). Die Mitte ist also basischer als der Rand. Ein Schliif nach der Basis gab  $A_p = +3^\circ$ . Diese Zahlen entsprechen dem Oligoklas-Albit und dem eigentlichen Oligoklas, die zonar verwachsen sind.  $G. = 2,62$  (kleiner, als die TSCHERMAK'sche Rechnung verlangt). Auch die chemische Zusammensetzung nach der Analyse von COSSA (I) führt auf Oligoklas-Albit, II gibt das Mittel aus zwei Analysen von C. MONTEMARTINI und III entspricht der Formel  $Ab_7An_3$ .

	I.	II.	III.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	66,02	63,51	63,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Spur	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,97	22,40	22,93
Ca O . . . . .	3,91	3,38	3,68
Mg O . . . . .	—	0,08	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	7,89	8,66	9,43
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,63	1,24	—
Glühverlust . . .	—	0,48	—
	99,42	99,75	100,00

Auch im Gestein findet sich Oligoklas und überwiegt sogar zuweilen. In den Drusen lassen sich zuweilen zwei Generationen unterscheiden.

Turmalin. Schwarze, glänzende, undurchsichtige, bis 30 mm lange Kristalle, rötliche nadelförmige Kriställchen und kleine kristallinische Massen.

Schwarze Kristalle, stets einseitig begrenzt von:

$$l = + \frac{\infty R}{2} (10\bar{1}0) (\bar{2}11), l' = - \frac{\infty R}{2} (01\bar{1}0) (2\bar{1}\bar{1}), s = \infty P2 (11\bar{2}0) (10\bar{1}),$$

$$\sigma = \frac{\infty P_2^3}{2} (21\bar{3}0) (41\bar{5}), R = \frac{R}{2} (10\bar{1}1) (100), o = \frac{-2R}{2} (02\bar{2}1) (11\bar{1}),$$

und zwar in den Kombinationen:  $lR, l'sR, l'sRo, l's\sigma Ro, l'l's\sigma Ro$ . Genaue Messungen unmöglich.  $R/R = 46^\circ 43' - 47^\circ 40'$ , am genauesten noch  $= 47^\circ 17' 30''$ . Außerdem ist  $o/o = 1\bar{1}1 : 11\bar{1} = 77^\circ 32'$  gemessen. Zuweilen große, gut meßbare Flächen vizinal zu  $\infty R$ , z. B.  $(10.\bar{1}.1) = (9.2.\bar{1}\bar{1}.10)$  und  $(32.\bar{1}.\bar{1}) = (11.0.\bar{1}\bar{1}.10)$ .

Die feinen schwarzen Nadelchen, die in den kristallinischen kleinen Massen filzartig verwebt sind, zeigen z. T.  $o =$  dunkelblau,  $e =$  hellrötlichbraun und bei feinen rötlichbraunen Nadelchen ist  $o =$  dunkelbraun,  $e =$  hellölgrün. Der Turmalin ist im Syenit von Biella ziemlich häufig und meist das Resultat pneumatolytischer Prozesse; ein Teil, der den Axinit begleitet, scheint jedoch aus Lösungen abgesetzt zu sein.

Axinit. Sehr selten, und zwar z. T. aus Lösungen, z. T. pneumatolytisch gebildet.

Der aus Lösungen gebildete Axinit bildet kleine Drusen, in denen die hellbraunen, durchsichtigen Kriställchen (selten über 1 mm) auf Quarz oder Turmalin sitzen. Altersfolge: Quarz—Turmalin—Axinit. Beobachtete Formen:



$c = 0P (001)$ ,  $M = \infty P' (110)$ ,  $u = P' (111)$ ,  $r = 'P (\bar{1}\bar{1}1)$ ,  
 $l = \frac{1}{2}P' (112)$ ,  $s = 'P'\infty (101)$ ,  $x = 2'P'\infty (201)$ ,  $Y = 2P,\infty (\bar{2}01)$ .

Gemessen konnte nur werden:

	gem.	ger. nach G. vom RATH
$201 : 111 = 30^{\circ} 24'$		$30^{\circ} 33'$
$111 : \bar{1}\bar{1}1 = 64 \ 30$		$64 \ 22$
$111 : 112 = 15 \ 40$		$15 \ 34$

Habitus ähnlich denen vom Omega-See. Pleochroismus deutlich:

$a =$  gelblich,  $b =$  dunkelviolettblau,  $c =$  zimtbraun.

Die pneumatolytisch gebildeten Kristalle sind bis 5 mm groß, dunkelbraun und bald ganz durchsichtig, bald undurchsichtig. Begleiter: schwarzer Quarz, Titanit und Heulandit; Turmalin, wenn vorhanden, älter, Prehnit und Heulandit jünger. Die beobachteten Formen sind:

$c = 0P (001)$ ,  $m = \infty, 'P (\bar{1}\bar{1}0)$ ,  $s = 'P'\infty (101)$ ,  $x = 2'P'\infty (201)$ ,  
 $u = P' (111)$ ,  $l = \frac{1}{2}P' (112)$ .  $h = \frac{1}{3}P' (113)$ ,  $r = 'P (\bar{1}\bar{1}1)$ ,  $\pi = \frac{1}{2}P (\bar{1}\bar{1}2)$   
 und  $\frac{8}{5}P (8\bar{8}5)$  (neu).

$001 : 8\bar{8}5 = 85^{\circ} 7' (58^{\circ} 12' \text{ ger.})$ .

Der Dichroismus ist dem der anderen Axinitkristalle gleich, nur deutlicher.

Prehnit. Sehr häufig und stets sehr junge Bildung aus Lösungen in quarzreichen Partien des Syenits.  $\infty P (110)$ ,  $0P (001)$ ,  $\infty P\infty (010)$ . Häufig nach  $0P$  tafelig. Optische Axenebene //  $(010)$  mit großem Achsenwinkel. Die bekannten optischen Anomalien auf  $0P$ . Die Analyse der meist hellgrünen Kristalle gab, in sehr naher Übereinstimmung mit der Formel:  $H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}$ , die Zahlen:

43,23  $SiO_2$ , 24,27  $Al_2O_3$ , 1,76  $Fe_2O_3$ , 26,93  $CaO$ , 0,13  $MgO$ , 4,21  $H_2O$ ; Sa. 100,53.

Chabasit. Nur  $R(10\bar{1}1)(100)$ . Bis 4 mm groß. Gelblich, auch bis farblos. Keine optischen Anomalien. Die Analyse gelblicher Kristalle ergab die Zahlen unter I mit besonders hohem  $SiO_2$ -Gehalt:

	I.	II.	III.
$SiO_2$ . . . . .	50,69	50,60	49,95
$Al_2O_3$ . . . . .	18,42	18,61	18,37
$Fe_2O_3$ . . . . .	0,35	—	—
$CaO$ . . . . .	10,05	10,22	10,08
$(Na, K)_2O$ . . . . .	0,71	—	—
$H_2O$ . . . . .	20,57	20,57	21,60
	100,79	100,00	100,00

Dies entspricht der Formel:  $69SiO_2 \cdot 15Al_2O_3 \cdot 15CaO \cdot 94H_2O$ , was die Zahlen unter II ergibt. Die Mischungsformel von STRENG trifft nicht zu. Das Verhältnis:

$10(CaAl_2Si_6O_{16} \cdot 8H_2O) + 5(CaAl_2Si_2O_8 \cdot 4H_2O)$

würde die Werte unter III ergeben. Der Chabasit ist nicht besonders häufig und stets die jüngste Bildung.

Desmin. Ist sehr selten. Unvollkommen begrenzte, nach (010) tafelige Kristalle, an denen  $010 : 110 = 60^\circ$  ca. ( $59^\circ 25'$  ber.). Vollkommen durchsichtig und farblos. Auslöschungsschiefe auf (010) =  $7^\circ 40'$  gegen Kante [010 : 110].

Laumontit. Bildet bis 10 mm lange, nach Achse *c* verlängerte Kristalle, weiß, wenig durchsichtig, und glänzend, wenn frisch. Kombination:  $\infty P$  (110).  $P\infty$  ( $\bar{1}01$ ).

$$110 : 10\bar{1} = 66^\circ 30' \text{ (} 66^\circ 30' \text{ ger.)}$$

$$110 : 1\bar{1}0 = 93^\circ 40' \text{ (} 93^\circ 44' \text{ „ )}$$

Auf (110) Auslöschungsschiefe  $10^\circ$  gegen Prismenkante. Optische Achsenebene // (010).  $2E = 51^\circ 54'$  (rotes Glas) und =  $56^\circ$  (blaues Glas). Ziemlich selten.

Heulandit. Selten, die Kristalle bis 10 mm, farblos mit wechselndem Glanz. Begrenzung: *c* =  $0P$  (001), *m* =  $\infty P$  (110), *t* =  $-P\infty$  (101), *s* =  $P\infty$  ( $\bar{1}01$ ). Kombinationen: *cts* und *ctsm*. Habitus verschieden, meist nach (010) tafelig. Spaltungsplättchen zeigten oft keine deutliche Sektorenteilung.  $Bx_0 : c = +52^\circ$  ca.  $2E = 31^\circ 20' - 35^\circ$  (Na-Licht). An anderen Plättchen ist die Sektorenbildung deutlich und der Achsenwinkel in verschiedenen Schichten sehr verschieden:  $48^\circ 30'$ ,  $35^\circ$ ,  $37^\circ 45'$  für weißes Licht. Wieder andere, Begleiter des Chabasits, zeigten niemals Felderteilung, jedoch gleichfalls stark schwankende Achsenwinkel:  $2E = 43^\circ 20'$ ,  $37^\circ 45'$ ,  $32^\circ 30'$  (Na-Licht). Weiße, undurchsichtige Kristalle, begleitet von zersetztem Epidot und Magnet Eisen, von konzentrierter HCl auch in der Wärme nur schwer zersetzbar, ergaben bei der Analyse, bei der auf Alkalien nicht geprüft wurde, die Zahlen unter I:

	I.	II.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	52,62	52,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Spur Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) .	19,36	19,65
Ca O . . . . .	11,21	10,78
Mg O . . . . .	Spur	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	17,74	17,32
	100,93	100,00

Aus der Analyse berechnet Verf. die Formel:  $Ca_2 Al_4 Si_9 O_{26} \cdot 10H_2 O$ , welche die Zahlen unter II liefert. Der Heulandit ist viel älter als alle anderen Zeolithe im Syenit von Biella. Max Bauer.

## Geologie.

### Allgemeines.

**L. Milch:** GOETHE und die Geologie. (Stunden mit GOETHE 2. Heft 2. 1906. 102—127.)

In einem warm empfundenen Aufsätze schildert Verf., was GOETHE der Geologie, mit welcher er sich in seinen Mußestunden beschäftigte, verdankt, und wie er die daraus empfangenen Anregungen dichterisch bei dieser oder jener Gelegenheit verwertete. GOETHE war und blieb ein Anhänger WERNER's und ein Gegner der Vulkanisten, die ihm wie Poltergeister in der geordneten Natur erschienen. Wenn er auch die vulkanische Natur des Basaltes zugibt, so sucht er doch auch am Kammerbühl nach lokalen Ursachen. Die Blockbildung der Luisenburg erklärt er richtig, ebenso vorgreifend die Herkunft und den Transport der erratischen Gesteine am Genfer See. Aber im ganzen bleibt GOETHE der Geologie doch fern. Meiner Meinung nach geht auch aus diesen Ausführungen hervor, daß er sich damit ebensoviel beschäftigte, wie es seine kosmopolitisch-allwissenschaftliche Geistesrichtung etwa verlangte, als geistreicher Dilettant, der mit offenem Blick an brennenden Fragen seiner Epoche nicht vorübergehen konnte. Augenscheinlich wird etwas zuviel in die GOETHE'schen Aussprüche hineingedeutet; sie sind vielfach so vieldeutig, daß sie auf alles mögliche passen, und dies gilt von allen naturwissenschaftlichen spez. morphologischen Arbeiten des Dichters. Dieser MILCH'sche Aufsatz ist angenehm zu lesen, steht aber augenscheinlich ein wenig unter dem Wunsche, in GOETHE den Geologen zu suchen. Auffallen muß, daß dann der Abhandlung über den Serapis-Tempel bei Pozzuoli nicht gedacht worden ist. **Deecke.**

**E. Suess:** Farewell Lecture (by Prof. E. SUSS on resigning his professorship). (Journ. of Geology. 12. 264—275. 1904 [übersetzt aus Mitt. pal. u. geol. Inst. Wien. 1. 1902.]).

Suess wirft einen Rückblick auf die Fortschritte der Paläontologie und der Tektonik seit Beginn seiner Vorlesungstätigkeit. Letztere begann

zwei Jahre vor DARWIN's epochemachendem Werk über die Entstehung der Arten. Seitdem ist die Paläontologie außerordentlich gewachsen, aber die ausgedehnteste Kenntnis einer großen Reihe vergangener Faunen würde auf DARWIN's gewaltigen Geist kaum den Eindruck gemacht haben, wie etwa jene kleinen Variationen von *Valvata* oder *Paludina*. Im übrigen hat man erkannt, daß trotz der allmählichen Entwicklung doch auch von Zeit zu Zeit Katastrophen eingetreten sind; und in der Tat muß in einer zoologischen Provinz, wo fleischfressende Tiere auf pflanzenfressende Tiere, diese auf Pflanzen, wo Insektenfresser auf winzige Insekten, Lepidopteren auf Honig angewiesen sind, die durch geringe Änderung der Lebensbedingungen bewirkte Störung eines einzigen Gliedes dieser Einheit das Gleichgewicht des Ganzen erschüttern. Und so findet man gleichzeitig, daß die Änderungen äußerer Bedingungen von größerem Einfluß auf die Entwicklung ist als der „Kampf ums Dasein“.

Die stratigraphische Forschung fand, daß gewisse Meeresabsätze des Alpengebietes der böhmischen Masse fehlten und daß diese Unterbrechung der Ablagerung bis in die mittlere Kreide hinaufreicht. Derartige Beobachtungen hat man in vielen anderen Gebieten ebenfalls gemacht, und es ist an die Stelle von LYELL's Theorie der Kontinentaloszillationen mehr und mehr die Vorstellung von Meerestransgressionen infolge von Gestalts- oder Größenänderung der Meeresräume getreten.

Die mesozoischen Absätze der Alpen kontrastieren gegen diejenigen Württembergs und Frankens ganz beträchtlich, während sie sich ostwärts bis zum Sunda-Archipel ausdehnen; seit der mittleren Tertiärzeit aber änderte die Tethys-See, die das nördliche Angaraland vom südlichen Gondwanaland trennte, erheblich Gestalt und Größe, so sonderte sich z. B. zunächst die Donauebene ab, während das Ägäische Meer hinzutrat. Die Kenntnis der Meere hat sich in den letzten zehn Jahren sehr vertieft. Wir sehen außer dem Hoangho und dem Yangtsekiang keinen einzigen größeren Fluß in den Stillen Ozean münden, sehen die diesen umrahmenden Kettengebirge gleichsam nach ihm hinbewegt erscheinen, diejenigen des Atlantischen aber landeinwärts und können zeigen, daß der Pazifik älter als der Indische, dieser älter als der Atlantische Ozean ist.

Das Archäikum zeigt sich überall gefaltet, nur setzt sich diese Faltung an verschiedenen Orten verschieden weit in jüngere Schichten fort. An die alten Stauchungen im Gneis der Hebriden reihen sich südwärts sukzessive jüngere Faltengebirge an. Der Altai als jüngeres Faltungszentrum setzt sich ostwärts bis Kamtschatka und Japan fort, südlich reihen sich die Bogen des Himalaya und des Iran an, westlich setzt sich die Faltung über den Balkan in die Karpathen und Alpen fort, während ein älteres Zentrum Falten westwärts über Mähren in die variszische Kette bis nach Irland und vielleicht über Neufundland in das apalachische Gebirge hindrängt, das sich seinerseits nach neueren Forschungen vielleicht in den Washita Mountains fortsetzt.

Frühere Klimaverteilungen erkennen wir als außerordentlich verschieden von heute. So würde die Identifizierung permischer Floren von

Afrika und Indien, Australien und Argentinien eine sichere Abgrenzung von Gondwanaland nicht gestatten, da eine gleiche Flora weit nördlich bei Perm aufgefunden wurde. Die Culm-Flora findet sich in Europa wie in Australien, und in den Basaltlaven Westgrönlands sind cretaceische und tertiäre Schichten eingeschlossen, deren Farne und Laubbölzer auf ein vom heutigen ganz abweichendes Klima hinweisen. **Johnsen.**

---

**J. C. Russell:** Physiographic problems of today. (Journ. of Geology. 12. 524—550. 1904.)

Fragt man sich, auf welchen Wegen die Kenntnis von der Erdoberfläche fortschreiten wird, so kommt besonders der Umstand in Betracht, daß die Physiographie eine der jüngeren Wissenschaften ist.

Man kann primäre (I) und sekundäre (II) physiographische Erscheinungen unterscheiden. Die Entstehung von (I) geht den durch äußere Agentien bewirkten Modifikationen der Lithosphäre (II) vorher. Als „ideale Typen“ von (I) können gelten: 1. topographische Formen, resultierend aus der Kontraktion infolge Abkühlung; 2. Oberflächenänderungen infolge von Magmaintrusionen in die äußere Erdkruste; 3. Effekte vulkanischer Eruptionen. Die wichtigsten Idealmodelle des künftigen physiographischen Museums würden darstellen: kontinentale Plattformen, ozeanische Bassins, Faltengebirge, Rumpfgebirge, Intrusionsformen, vulkanische Kegel, Lavadecken etc. Sekundäre Erscheinungen (II) sind z. B. Inseln, Gletscher. Gegenüber (I) geht die Arbeit des Physiographen Hand in Hand mit der des Geologen, in (II) aber spielt das Leben eine Hauptrolle, speziell die Beziehung zwischen Mensch und Natur. Es handelt sich 1. um den Einfluß physiographischer Erscheinungen auf die Verbreitung und Lebensweise von Pflanzen und Tieren, 2. um die Reaktion des Lebens auf jene; hier sind nicht nur die bekannten Kalkabsätze und die Bildung von Diatomeenerde durch einzellige Lebewesen zu berücksichtigen; vielleicht spielen die Protozoen auch bei der Entstehung von Eisenoxyd- und Manganoxydabscheidungen eine Rolle, oder bei der Bildung von Kohlenwasserstoffen sowie derjenigen scheinbar anorganogener Kalke sowie des Dolomit und der Chalcedone aller Art. Nitrifizierende Bakterien könnten vielleicht auch für die Anhäufung von Nitraten in unterirdischen Hohlräumen verantwortlich gemacht werden, und die Verwitterung der Gesteine wird vielleicht ebenfalls durch niedere Lebewesen unterstützt; scheint doch die ganze Erdoberfläche wie mit einem feinen Film solcher Organismen überzogen, von den hohen durch *Protococcus* geröteten Schneefeldern bis auf die Gründe des Ozeans.

Auch umgekehrte Probleme liegen vor, z. B. in dem Einfluß der physiographischen Bedingungen auf den Aufschwung oder den Niedergang von Völkern. **Johnsen.**

---

**Ch. R. van Hise:** The problems of Geology. (Journ. of Geology. 12. 589—616. 1904.)

Die Entwicklung der Geologie hat einen ganz natürlichen Verlauf genommen; zuerst wurden die offenkundigen Dinge beobachtet, wie die Schichtung von Gesteinen und die Anwesenheit von Versteinerungen. Sodann mußte die Frage nach der Entstehung auftauchen, man beobachtete Vorgänge; so führte die Beobachtung der sich an Seeküsten abspielenden Prozesse zu der Annahme, daß die geschichteten Gesteine sich aus lockerem Material verfestigt haben. Der Fund von Seemuscheln im aufgehäuften Sande führte zu der heutigen Erklärung der Versteinerungen. Und ganz allgemein brach sich bei HUTTON und LYELL die Überzeugung Bahn, die geologischen Reste der Vergangenheit seien lediglich mit Hilfe gegenwärtiger Prozesse zu erklären. Die Geologie berührt sich mit Botanik einerseits und mit Astronomie anderseits; sie wird künftig ganz zu angewandter Physik und Chemie werden, wobei sie die Hilfe vorzüglicher Mathematiker nötig hat, und wird dann Umwälzungen erfahren wie noch nie zuvor.

Johnsen.

**W. M. Davis:** The relations of the earthsciences in view of their progress in the nineteenth Century. (Journ. of Geology. 12. 669—687. 1904.)

Verf. weist auf die Beziehungen zwischen Induktion und Deduktion, von Beobachtung und Hypothese in der Geologie hin. Gerade in dieser Wissenschaft sind Hypothesen besonders unerläßlich, weil es sich vielfach um das Studium zeitlich oder räumlich weit von uns entfernter oder verborgener Erscheinungen handelt; das kommt besonders zum Ausdruck, wenn man die Geologie nicht als Studium der Erdkruste, sondern der Erdgeschichte definiert. Selbst in den als sicher geltenden und geläufigsten geologischen Vorstellungen ist eine Menge von Hypothesen enthalten, wie z. B. in denjenigen von der einst horizontalen Lagerung oder von dem kontinuierlichen Absatz der sogen. Sedimentgesteine.

Die Resultate der Geologie wirken sehr befruchtend auf andere Wissenschaften; so zeigt der Geologe durch den Nachweis von Rücken und Bauch früherer Tiere dem Astronomen das damalige Vorhandensein der Gravitation, zeigt durch die Erforschung der fossilen Fauna und Flora dem Zoologen und dem Botaniker den Entwicklungsgang ganzer Gruppen, Familien, Gattungen, liefert dem Physiker zahlreiche optische Naturerscheinungen aus, macht dem Chemiker eine Menge natürlicher Verbindungen bekannt; und der Meteorologe, der Klimazonen für frühere Zeiten rekonstruieren will, findet Unterstützung bei dem Petrographen, der aus der Kreuzschichtung eines Sandsteines auf Wüstenklima schließt, wie bei dem Paläontologen, der aus dem Angespül von Graptolithen maritimes Klima folgert. Besonders eng sind die Beziehungen zur Geographie, indem die Erforschung der Erdgeschichte nichts anderes liefert als eine große Serie von geographischen Bildern, deren letztes die heutige

Erdoberfläche ist; und wie die stratigraphische Beschreibung eines Gebietes eine unvollständige sein würde ohne die Schilderung der versteinerten Organismenwelt, so müßte auch die heutige Geographie besonderen Wert auf die Beziehungen zwischen belebter und unbelebter Natur legen; sie würde somit zerfallen in Physiographie und eine andere Wissenschaft, für welche bezeichnenderweise vorläufig selbst der Name fehlt. Der Einfluß der unbelebten auf die belebte Natur ist groß, und so ist es auch kein Zufall, daß z. B. die Erforschung der jüngeren geologischen Schichten von England, daß Studium der Erdbeben und die Konstruktion von Seismographen von Italien und von Japan ausging. **Johnsen.**

### Physikalische Geologie.

**K. R. Koch:** Relative Schweremessungen in Württemberg II. Mit einem Anhang: Ein Hypsometer mit elektrischer Temperaturmessung. (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 59. 1—23. 3 Tab. Stuttgart 1903.)

—: Relative Schweremessungen in Württemberg III. Mit einem Anhang: Versuche, dem Magazinthermometer und dem Pendel gegen Temperaturänderungen die gleiche Trägheit zu geben. (Ibid. 60. 1—25. 3 Tab. 7 Fig. 1904.)

—: Relative Schweremessungen in Württemberg IV. (Ibid. 61. 82—90. 4 Tab. 1905.)

In der ersten Abhandlung werden die Schweremessungen auf 10 Stationen des Pariser Parallel mitgeteilt. Als Beobachtungsorte waren gewählt: Bopfingen, Aalen, Unterböbingen, Lorch, Schorndorf, Cannstatt, Leonberg, Heimsheim, Liebenzell und Herrenalb. Die Stationen lagen im Mittel ca. 15 km voneinander entfernt.

Als Endresultat der Messungen ergab sich aus den Beobachtungen, daß auf diesen Stationen die Differenzen zwischen der beobachteten, auf Meeresniveau reduzierten Schwere und der nach der HELMERT'schen Formel berechneten positiv sind. Die Schwerkraft auf den 10 Stationen des Pariser Parallel ist größer als die normale. Die Werte nehmen zu gegen das Ries (Beobachtungsstation Bopfingen) entsprechend der wahrscheinlich größeren Dichtigkeit des Untergrundes, der dort von vulkanischen Gesteinen gebildet wird. Auch bei der Annäherung an das Rheintal in Herrenalb ist die durch Haid für das Rheintal nachgewiesene Massenanhäufung bemerkbar. Ein von A. SAUER entworfenes geologisches Profil dient zur Erläuterung.

In einem Anhang wird ein Hypsometer mit elektrischer Temperaturmessung beschrieben.

In der unter 2. angeführten Abhandlung teilt Verf. Schweremessungen auf der Linie Ulm—Freudenstadt mit. Als Beobachtungsstationen waren gewählt: Ulm, Blaubeuren, Urach, Münsingen, Honau, Rottenburg, Horb,

Dornstetten und Freudenstadt. Die Entfernung der Stationen waren im Mittel ca. 13 km voneinander entfernt. Die Resultate sind in einer Tabelle zusammengestellt. Die auf das Meeresniveau reduzierten und von der Wirkung der anziehenden Massen der Umgebung befreiten Werte sind auf allen Stationen größer als die normale Schwerkraft. Die Werte nehmen nach Osten zu ab und sind so in Übereinstimmung mit den durch die bayrische Gradmessungskommission im Jahre 1897 konstatierten Werten des auf dem gleichen Parallel liegenden bayrischen Gebietes. Geologisch interessant ist die lokale Zunahme der Schwerkraft im vulkanischen Gebiet der Alb bei Urach und die kontinuierliche Zunahme der Schwerkraft gegen den Schwarzwald zu; erstere ist durch die Nähe dichter Massen der untergelagerten Basalte zu erklären. Auch dieser Abhandlung ist ein von A. SAUER konstruiertes geologisches Profil beigegeben.

In einem Anhang berichtet Verf. über Versuche, dem Magazinthermometer und dem Pendel gegen Temperaturänderungen die gleiche Trägheit zu geben.

In der letzten Abhandlung bespricht Verf. seine Anschlußmessungen in Karlsruhe, die erstmals 1900 und dann wieder 1904 ausgeführt wurden. Durch die umfangreichen Messungen von HAID, durch welche er Karlsruhe an die mitteleuropäischen Hauptstationen Straßburg, Leiden, Paris, Padua, Wien und München angeschlossen hat, ist der Wert der Schwere für Karlsruhe sehr gut festgelegt und als gut versichert anzusehen. Deshalb wählte KOCH Karlsruhe als Anschlußpunkt für seine Messungen. Aus diesen Messungen ergibt sich eine Änderung der Schwere in Stuttgart unter Voraussetzung der Konstanz derselben in Karlsruhe von rund  $+ 0,0029$  cm. Dieser Betrag ist rund fünfmal so groß als der mittlere zu erwartende Fehler. Um die Ursache dieser Änderung der Schwere systematisch zu untersuchen, hat Verf. Messungen vorbereitet, und zwar werden in Stuttgart, Aalen und Tuttlingen mehrmals im Jahre zur selben Zeit Vergleichen der Schwerkraft ausgeführt, über deren Resultate Verf. später berichten will.

Allen drei Abhandlungen sind Tabellen beigegeben, die eine Übersicht über die angestellten Versuche und deren Resultate geben.

E. Schütze.

---

**W. Branco:** Über H. HÖFER's Erklärungsversuch der hohen Wärmezunahme im Bohrloche zu Neuffen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. 174—182. 1904.)

H. HÖFER hatte in seiner Abhandlung: „Die Wärmeverhältnisse im Kohle führenden Gebirge“ gezeigt, daß im böhmischen Braunkohlenrevier die geothermische Tiefenstufe mit der Annäherung an ein Flöz bis zu dem abnorm kleinen Wert von 5,2 m sinken kann und als Ursache die durch die Zersetzung der Kohle erzeugte Wärmemenge angenommen; auf die gleiche Ursache führt er auch die ungewöhnlich große Wärmezunahme in dem Bohrloch von Neuffen am Fuße der Schwäbischen Alb mit einer



Tiefenstufe von ca. 11 m zurück unter der bestimmten Angabe, „daß hier der angeblich durch die ganze! (1186 Fuß! Württ. = 1045 Pariser Fuß betragende) Tiefe verbreitete bituminöse Liasschiefer die Ursache der so großen Wärmezunahme sei.“ Verf. zeigt nun unter Berufung auf seine früheren Untersuchungen (dies. Jahrb. 1895. II. - 255 ff., spez. - 256 -), daß, wie die Deutung des Bohrregisters beweist, das Bohrloch im Braunen Jura  $\beta$  beginnt und bis in den Bonebed-Sandstein hineinreicht, daß die im Bohrregister angegebenen „Liasschiefer“ nur Tone sein können, die bis über 700 Fuß Tiefe hinab dem Braunen Jura angehören, der in Schwaben keinen bituminösen Schiefer enthält und daß bituminöse Schiefer, wie HÖFER sie im Sinn hat, in Schwaben nur im Lias  $\epsilon$  und auch hier nur in der Mächtigkeit von etwa 30 Fuß auftreten, wie sie auch im Bohrloch angetroffen wurden.

Einem Versuch, die abnorme Wärmezunahme dem Kohlenstoffgehalt der Tone des Braunen Jura und Lias zuzuschreiben, steht entgegen:

1. daß dann die gleiche abnorme Wärmezunahme sich überall, wo die gleiche Ausbildung des Jura herrscht, ja, überall, wo dunkle Tone auftreten, zeigen müßte, was nicht der Fall ist,

2. daß in dem Bohrloch von Sulz (8 Meilen von Neuffen) gleichfalls eine kleine Tiefenstufe (24 m) beobachtet ist, obwohl Sulz im Triasgebiet liegt und somit bituminöse Schichten vom Bohrloch nicht durchsunken wurden,

3. daß im Bohrloch von Neuffen sich die höchsten Temperaturzunahmen dort einstellen, wo keine bituminösen Schiefer auftreten ( $3,1^{\circ}$ ,  $3,4^{\circ}$ ,  $3,3^{\circ}$  auf je 100 Fuß), während die Temperaturzunahme in der Tiefe von 700—800 Fuß nur eine Zunahme von  $2,4^{\circ}$  ergibt, obwohl die bituminösen Schiefer bei 770—800 Fuß liegen.

Gegen die vom Verf. l. c. gegebene Erklärung, welche die abnorme Temperaturzunahme auf einen isolierten, flach gelegenen Schmelzherd zurückführt, hatte HÖFER die Ansicht H. SCHMIDT's angeführt, bei Neuffen möchte unterhalb der Region starker Wärmezunahme eine solche langsamere Wärmezunahme folgen. Diese Ansicht widerspricht der Erklärung des Verf. in keiner Weise, da unterhalb des Schmelzherdes die Wärmezunahme notwendig wieder normal werden muß; wenn hier ein Widerspruch bestünde, würde er außerdem in gleicher Weise sich gegen HÖFER's Erklärung richten, der nur an Stelle eines vulkanischen Wärmeherdes einen chemischen, durch Zersetzung pflanzlicher Substanz erzeugten annimmt.

Milch.

---

H. Stremme: Zur Frage der Eigenwärme bituminöser Gesteine. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. 183—199. 1904.)

Verf. hat auf Veranlassung von BRANCO als Beitrag zu der im vorhergehenden Ref. behandelten Streitfrage zunächst die Temperaturzunahme in Bohrlöchern, die bituminöse Gesteine durchsinken, auf Grund der vorhandenen Literatur geprüft und gelangt zu der Auffassung, daß „die

Wärmezunahme in diesen Bohrlöchern als sehr wahrscheinlich unabhängig von den durchstoßenen bituminösen Gesteinen“ zu betrachten ist. Ein zweiter Teil ist der Untersuchung des durch Fäulnis (bei Abschluß von O in stagnierendem H<sup>2</sup>O) entstehenden Faulschlamm gewidmet. Wesentlich aus organischer Substanz bestehender Faulschlamm liefert Faulkohlen (Cannel-, Boghead-, Algenkohlen); aus mehr oder weniger kalkreichem Faulschlamm entwickeln sich nach dem Tongehalt Stinkkalk und bituminöse Mergelschiefer; aus Diatomeenpanzer-Anhäufungen und organischer Substanz gewisse Polierschiefer und Kieselschiefer. Der Gehalt an organischer Substanz variiert der Menge nach in rezenten und alten Faulschlammgesteinen natürlich in sehr weiten Grenzen; für die organischen Bestandmassen ergibt der Durchschnitt durch zahlreiche Analysen fossiler Faulschlammgesteine vom Carbon bis zum Lias (Bogheadkohlen und bituminöse Schiefer) 77 % Kohlenstoff und 10 % Wasser (der Rest Stickstoff, Sauerstoff und Schwefel), vom Verf. ausgeführte Analysen rezenter Faulschlamm entsprechend 65 % Kohlenstoff und 8 % Wasser (Rest wie oben). Qualitativ unterscheidet sich also die Bituminierung von der Verkohlung durch Zunahme auch des Wasserstoffs, quantitativ durch den erheblich geringeren Grad der Anreicherung von Kohlenstoff. „Die etwaige Wärmeentwicklung wird also“ (bei der Bituminierung), „erheblich geringer sein, wobei auch die Tatsache ins Gewicht fällt, daß speziell bei den bituminösen Schiefen die anorganischen Bestandteile erheblich die organischen überwiegen.“ Für die einzelnen Analysen und die reichhaltige Literatur wird auf das Original verwiesen.

Milch.

**S. Grenander:** Les variations annuelles de la température dans les lacs suédois. (Bull. geol. institution University Upsala. 6. 1902—03. No. 11. 12. Upsala 1905. 160—171.)

Temperaturmessungen in den vier Jahreszeiten an einigen schwedischen Seen haben recht erhebliche Schwankungen nachgewiesen, nämlich ein rasches Steigen im Frühjahr, woran auch die tieferen Wasserschichten teilnehmen, und dann einen ungleichen Wärmeverlust während des Winters, derart, daß die früh vom Eis bedeckten nördlichen Seen weniger tief durchkälten, als z. B. der nie von zusammenhängender Eisdecke geschützte Vettern.

Deecke.

**A. Wichmann:** Über die Vulkane von Nord-Sumatra. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. 227—239. 1 Taf. 1 Fig. 1904.)

W. VOLZ hatte die Ansicht ausgesprochen, daß die schmale Vulkanzone Sumatras beim Diamant-Point (unter appr. 97 $\frac{1}{2}$ ° östl. Breite und 5 $\frac{1}{2}$ ° nördl. Breite) das Meer erreicht, daß erst eine Erforschung der geologisch unbekanntes Alas- und Gajoländer sowie von Atjeh Klarheit über den Endverlauf der Vulkanzone geben könne und daß sich möglicherweise ver-

einzelte isolierte Vulkane auch weiter nördlich auf der Westküste von Atjeh finden könnten (dies. Jahrb. 1902. II. -40-). Verf. gibt eine Übersicht über die in der Literatur bekannt gewordenen Berge von Nord-Sumatra nördlich von den Battakvulkanen, bespricht kritisch die Angaben über ihren Vulkancharakter und kommt zu dem Ergebnis, daß das Material zwar zu einem abschließenden Urteil über die Anordnung der Vulkane auf Nord-Sumatra nicht hinreicht, so viel aber sicher ist, „daß die Vulkanzone keineswegs an der Diamantspitze (Udjung Djambu Ajer) ihr Ende findet, sie bleibt, selbst wenn sich das Temian-Gebirge als vulkanischen Ursprungs herausstellen sollte, noch 60 km davon entfernt. Ferner ergibt sich, daß der parallel der Westküste verlaufenden Barisan-Kette einzelne Vulkane aufgesetzt sind, daß sich derartige Berge im Innern der Gajo-Hochfläche vorfinden und auch an deren Nordrande auftreten. An der Nordspitze von Sumatra beschränken sich dagegen die vulkanischen Bildungen auf das rechts vom Atjeh-Tal gelegene Gebiet“ (p. 236, 237). Ein Studium der in der Fortsetzung gelegenen Inseln zeigt, daß die Fortsetzung des östlichen Atjeh-Landes vulkanisch ist, während die Fortsetzung des westlichen Gebietes aus nichtvulkanischen Inseln besteht: „es wiederholt sich die überall im Indischen Archipel geltende Regel, daß die außen liegenden Inseln nicht vulkanischer Natur sind.“

Milch.

---

**K. Sapper:** Die catalonischen Vulkane. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. 240—248. 1 Taf. 1 Fig. 1904.)

Verf. gibt eine Beschreibung des basaltischen Vulkangebietes von Olot in der catalonischen Provinz Gerona, für deren Einzelheiten wegen der zum Verständnis unentbehrlichen, auf Itineraraufnahmen des Verf.'s beruhenden Kartenskizze auf das Original verwiesen werden muß. Hervorgehoben seien die Angaben über die Beeinflussung der Gestalt der Vulkanberge durch die bei ihrer Aufschüttung herrschenden Windströmungen; bei der Bildung des südlichsten Vulkans der südlichen Gruppe ( $2\frac{1}{2}$ —5 km südsüdöstlich von Olot, in der Umgebung des Weilers S. Margarida de la Cot) „muß sehr heftiger Südwest-Wind geherrscht haben, so heftig, daß er imstande war, die geförderten Ausbruchsmassen unmittelbar nach Nordosten zu entführen. Die Folge davon ist, daß das südwestliche Drittel der Kraterumwallung gar nicht aus Eruptivmassen besteht, sondern aus anstehendem tertiärem Sandstein und Kalk; gegen das Innere des Kraters zu ist hier der Abfall regelmäßig gekrümmt und steil, wie er bei einem Maar sein würde, aber der Kamm dieses Teiles der Umwallung ist naturgemäß ziemlich unregelmäßig.“ Die tiefste Einsenkung dieses sedimentären Wallstücks liegt 18 m unter seiner höchsten Erhebung, 24 m unter dem Gipfel des vulkanischen Teils, aber noch gegen 30 m über dem tiefsten Punkt des Kraterbodens.

Milch.

**E. Philippi:** Die Geologie des von der deutschen Südpolar-Expedition besuchten antarktischen Gebietes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. -8-9-. 1904.)

Die das Kaiser Wilhelm II.-Land bedeckende Inlandeismasse zeigt schon an der einzig aus ihr herausragenden Basaltkuppe des Gaußberges nur sehr geringe Bewegung, die aber zur Produktion von Eisbergen noch ausreicht; wenige Kilometer westlich ist sie völlig bewegungslos, zeigt gegen das Meereis meist eine ganz flache Böschung, bringt also keine Eisberge mehr hervor.

Unter den Eisbergen unterscheidet der Vortragende große ursprüngliche Tafeln und gewälzte Eisberge nebst Eisbergtrümmer; nur die Eisberge der zweiten Gruppe enthalten Gesteinseinschlüsse, meist zu verhältnismäßig schmalen Bändern angeordnet, die, wenn sie zu mehreren in demselben Eisberg auftreten, parallel verlaufen. Die Eisberggeschiebe sind fast nie allseitig geschrammt, bisweilen fehlt jede Spur einer abschleifenden Wirkung; größtenteils gehören sie Gneisen an, die teilweise in Amphibolite, Glimmerschiefer etc. übergehen, nicht selten ist auch ein braunvioletter Gabbro. Von Sedimenten ist nur ein roter Quarzit häufiger.

Der Gaußberg (366 m hoch) besteht aus blasenreichem, feinkörnigem bis glasigem Leucitbasalt mit stark veränderten Einschlüssen von Gneis und Granit. Tuffe fehlen, Spuren von Solfatarentätigkeit sind häufig. Auf den drei von Inlandeis begrenzten Seiten umgeben ihn Moränenwälle, besonders auf der Ost- und Westseite mischt sich archaisches Grundmoränenmaterial, das den Einschlüssen der Eisberge entspricht, mit dem Schutt des Gaußberges. Erratum bedeckt alle Abhänge des Berges bis zum Gipfel; auf eine frühere stärkere Vergletscherung weisen auch die überall an den Gehängen des Gaußberges hervortretenden, aus anstehendem Gestein aufgebauten Terrassen.

Milch.

---

**E. Philippi:** Moorbildungen auf Kerguelen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. -119-. 1904.)

Die Moorbildungen auf Kerguelen weisen trotz ihrer Vergleichbarkeit mit nordeuropäischen Vorkommen auf die fremdartige und sehr ärmliche Flora zurückzuführende auffällige Unterschiede auf.

Die Humussäuren bewirken starke chemische Verwitterung der basaltischen Gesteine; der größte Teil des von ihnen gelösten Eisens wird dem Meere zugeführt, ein kleiner Teil auf der Insel als Raseneisenerz abgesetzt.

Milch.

## Petrographie.

F. Zirkel: Über die gegenseitigen Beziehungen zwischen der Petrographie und angrenzenden Wissenschaften. (Journ. of Geology. 12. 485—500. 1904.)

Die Petrographie ist eine der jüngsten Wissenschaften; erst seit 30—40 Jahren kommen die heutigen besonders mikroskopischen Untersuchungsmethoden zur Anwendung. Der Umfang des gesammelten Materials ist außerordentlich gestiegen, ebenso die Zahl der Forscher; zu Deutschen, Engländern, Franzosen und Skandinaviern sind andere Nationen getreten, Amerika nimmt jetzt eine der ersten Stellen ein. Zur Beobachtung mußte sich allmählich auch die Spekulation über genetische Beziehungen gesellen. Die Petrographie steht in vielfacher Wechselwirkung zu andern Wissenschaften, zunächst zu Mineralogie und Geologie, Physik und Chemie; meist ist sie nur Empfängerin, umgekehrt liegt die Sache nur der Mineralogie gegenüber, indem die gelegentlich der Gesteinsuntersuchungen angestellten Detailstudien außerordentlich viele rein mineralogische Ergebnisse gezeitigt haben — die vielfachen Bestimmungen der optischen Orientierung, der Brechungsindizes, der Absorptionsdifferenzen, der Kohäsion, der Zwillingsbildung, der Einschlüsse, der Zersetzungsprodukte u. a. Viele Minerale sind so überhaupt erst genauer bekannt geworden, wie viele Glieder der Feldspath-, Pyroxen-, Amphibol-Reihe, Sillimanit, Cordierit, Zoisit, Nephelin, Leucit, Melilith [auch Genese und Paragenese der Minerale. Ref.]. Alle kristalloptischen Ergebnisse sowie Konstruktion und Verbesserung entsprechender Instrumente kommen auch der Physik zugute. Der Chemie ist viel zu danken; es liegen nunmehr hunderte der exaktesten Analysen nach neuen Methoden vor, die auch ganz seltene und spärliche Gemengteile berücksichtigen; es sei nur an die an ROTN's Tabellen sich anschließende Zusammenstellung der von 1884—1900 veröffentlichten Eruptivgesteinsanalysen durch WASHINGTON erinnert. Hinsichtlich der Kontaktmetamorphose hat die chemische Untersuchung gezeigt, daß außer im Diabaskontakt nur eine geringe Zufuhr von Mineralisatoren die chemische Veränderung bildet; hinsichtlich der Dynamometamorphose dagegen ist durch REINISCH an Orthoklasgesteinen und an Diabasen beträchtliche chemische Änderung festgestellt worden; mittels dieser Konstatierung werden gewisse bisherige Ermittlungen des einstigen Charakters kristalliner Schiefer als unsicher gestempelt. — Die für die Gesteinsanalyse ersonnenen Trennungen, Bestimmungen und Geräte kommen umgekehrt auch wieder der Chemie selbst zu statten, wie die GOOCH'sche Trennungsmethode für Ti, Li, B und die Konstruktion des perforierten Platinfilters und des gekrämpften Platintiegels zur H<sub>2</sub>O-Bestimmung. Der Mineralreichtum der Staßfurter Salzlager hat VAN't HOFF zu einer großen Reihe wichtiger physikalisch-chemischer Untersuchungen veranlaßt. Seit БОРИСКИ stellt sich der Makrochemie eine Mikrochemie an die Seite. Die Folge der Ausscheidungsanfänge scheint durch die von LAGORIO seinerzeit betonte Art der Basen mehr als durch die Azidität bestimmt und entspricht etwa der

experimentell festgestellten Reihe der Sättigungsfähigkeit für schmelzende Silikatgemische:  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ . Die sogen. seltenen Gemengteile scheinen besonders schwerlöslich zu sein. Das Temperaturintervall der Ausscheidung ist für Leucit viel kleiner als für Augit, so daß letzterer bald früher bald später kristallisiert als jener; dergleichen ergibt sich ganz allgemein aus MEYERHOFFER's Darlegungen. Druckänderung vermag das Vorzeichen der Schmelzpunktsdifferenz zweier Körper zu verändern, das gleiche gilt für die Löslichkeiten. Nach DÖLTER kann eine sich früher abscheidende Substanz durch eine andere von größerer Kristallisationsgeschwindigkeit eingeholt werden, was in sehr zähen Gemischen freilich viel weniger leicht geschehen kann. Weitere Probleme liegen in dem Einfluß des relativen Mengenverhältnisses auf die Ausscheidungsfolge [Massenwirkung. Ref.], in der Bedeutung von Impfkristallen der Verwirklichung eutektischer Gemische, dem anscheinend katalytischen Charakter von Mineralisatoren, den von IDDINGS studierten Resorptionen.

Sodann gedenkt ZIRKEL der verschiedenen Differenzierungstheorien und des BRÖGGER'schen Studiums komplementärer Gänge.

Die Kontraktion erstarrender Magmen ist durch BARUS' Versuche wahrscheinlich gemacht, während STÜBEL's Ausdehnungsphase einer experimentellen Stütze ermangelt [hier kommen TAMMANN's Resultate von 1903 in Betracht. Ref.].

Die grobkörnige Struktur von Marmoren, Salzschieben und Gletschern wird auf das Oberflächenminimum zurückgeführt. **Johnsen.**

**E. Kaiser:** Bauxit- und lateritartige Zersetzungsprodukte. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. -17—23-. 1904.)

Mit den Bauxiten und den sie umschließenden Tönen vergleicht der Vortr. „gelbe, gelbbraune, rötliche, selten wegen der ungleichen Verteilung der Färbemittel rot- oder braunfleckige Zersetzungsprodukte von Basalten“, die bisher teilweise unrichtig gedeutet wurden.

Das typischste Vorkommen vom Kuckstein bei Oberkassel a. Rhein, gegenüber Bonn, ist ein von zahlreichen Klüften durchsetztes, leicht zerreibliches, aus Basalt entstandenes, hellgelbbraunes bis weißliches Produkt, das stellenweise noch frische Basaltstücke enthält. U. d. M. erweist sich die Struktur vorzüglich erhalten, aber die Feldspatleisten sind „völlig in ein isotropes Mineral umgewandelt, während die Augite und Olivine . . . bei der Bildung dieser amorphen Substanz eine leichte Färbung durch Eisenhydroxyd erlitten haben.“ Die Grundmasse ist in gleicher Weise umgewandelt, enthält aber winzig kleine, stark licht- und schwach doppeltbrechende Körperchen; das Erz vertreten gelblichgraue Aggregate. Vereinzelt liegende Apatite sind völlig frisch.

Ein Vergleich der chemischen Zusammensetzung des frischen Basaltes vom Kuckstein (Analyse I) und des Zersetzungsproduktes (Analyse II) zeigt eine relative Anreicherung der Tonerde und eine absolute Zunahme von  $\text{TiO}_2$  und  $\text{K}_2\text{O}$ , letztere recht erheblich; von dem zersetz-

ten Gestein war in heißer HCl löslich:  $\text{SiO}_2$  0,19,  $\text{TiO}_2$  0,42,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13,54,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  10,17,  $\text{MgO}$  0,07,  $\text{CaO}$  1,50.

Ähnliche Zersetzungsprodukte finden sich am Scharfenberg bei Heisterbacherrott, aus der Hölle und dem Mittelbachtal bei Königswinter und von Caldaun bei Siegburg (an doleritischem Basalt); das geologische Auftreten aller dieser Basalte weist auf ihre gangförmige Natur hin. Ein ausgedehnteres Vorkommen findet sich bei Neuenahr; alle Vorkommen stehen in Beziehung zu Sprüngen des Rheinischen Schiefergebirges.

Gleichfalls im Zusammenhang mit tektonischen Linien steht ein Vorkommen von der Bramburg im Solling (Süd-Hannover); ein Vergleich des frischen Gesteins (Analyse III) mit dem zersetzten (Analyse IV) zeigt erheblichere Anreicherung an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{TiO}_2$ , geringere Mengen von  $\text{K}_2\text{O}$  und besonders von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Entsprechende Umwandlungsvorgänge finden sich bei verwandten Gesteinen, so bei den Diabasen des Harzes und des thüringisch-sächsischen Vogtlandes und den Melaphyren des südlichen Harzrandes; die Veränderungen hatte HORNING auf die Einwirkung von hochgradig konzentrierten Salzlauge (Halurgometamorphose) zurückgeführt, ein Erklärungsversuch, den der Votr. „bei der Allgemeinheit der Kalianreicherung“ als nicht haltbar bezeichnet.

Alle mikroskopisch und chemisch genauer untersuchten Vorkommen lassen Neigung zur relativen Anreicherung von  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , teilweise auch  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  erkennen, wobei es sich um die Bildung eines amorphen Tonerdesilikates handelt, in einigen Fällen unter gleichzeitiger (oder späterer) Ausbildung eines Tonerdehydrates; eine absolute Anreicherung mancher dieser Produkte an  $\text{K}_2\text{O}$  ist dabei weder durch die Anwesenheit eines Zeolithes noch von unzersetzter Feldspatsubstanz zu erklären. Die von LIEBRICH (dies. Jahrb. 1892. I. -277-), PETERSEN (dies. Jahrb. 1894. I. -460-), BRANNER mitgeteilten Analysen weisen auf ein Tonerdesilikat als Zwischenprodukt zwischen frischem Gestein und Tonerdehydrat; „der gleichmäßige amorphe Charakter des Vorkommens vom Kuckstein bei Oberkassel läßt vermuten, daß es sich um ein Mineral von bestimmter stöchiometrischer Zusammensetzung handelt, dessen Analyse wir auch in dem sogen. „Tone“ vom Vogelsgebirge vor uns haben, in dem der Bauxit in der Form von Knollen auftritt.“ Ähnlich wie LIEBRICH nimmt der Votr. folgenden Vorgang an: „Kohlensäurehaltige Lösungen wandeln zunächst die Feldspate, dann auch die übrigen Silikate in ein wasserhaltiges Tonerdesilikat und alkalihaltige Gewässer dann dieses in Tonerdehydrat um“ — man braucht somit nicht mehr chlor- oder schwefelsäurehaltige Lösungen zur Erklärung heranzuziehen.

Die eigentümliche Anreicherung des Kali ist vielleicht durch Adsorption der alkalihaltigen Lösung an dem wasserhaltigen Tonerdesilikat zu erklären, worauf auch die Angaben von KOHLER (dies. Jahrb. 1904. II. -70—71-) hinweisen; in Übereinstimmung mit den Untersuchungen von VAN BEMMELN, wonach Adsorption bei Kolloiden, aber nicht bei Kristalloiden stattfindet, steht hierbei die Tatsache, daß nur das

amorphe wasserhaltige Tonerdesilikat, nicht aber das kristallisierte Tonerdehydrat des Bauxites hohen Kaligehalt besitzt.

Zur Klärung des Widerspruchs dieser Anschauung mit den Untersuchungen von DITTRICH und GANS, die eine feste chemische Bindung annehmen, bedarf es erneuter, vom Vortr. in Aussicht gestellter Studien.

Schließlich wird ausgeführt, daß bei der Lateritbildung „in den Tropen der gleiche Vorgang wie in den gemäßigten Zonen vorliegt: Bildung eines wasserhaltigen Aluminiumsilikates als Zwischenprodukt“.

	Basalt vom Kuckstein		Basalt v. d. Bramburg (Solling)	
	I.	II.	III.	IV.
	frisch	zersetzt	frisch	zersetzt
SiO <sup>2</sup> . . . . .	42,42	39,60	47,97	42,68
TiO <sup>2</sup> . . . . .	0,48	1,52	1,92	4,51
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	13,43	25,19	13,57	30,34
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	6,40	14,73	2,89	2,67
FeO . . . . .	6,49	0,01	8,42	—
MnO . . . . .	—	0,07	nicht best.	nicht best.
MgO . . . . .	11,00	0,24	8,67	0,14
CaO . . . . .	11,05	1,90	8,43	1,09
Na <sup>2</sup> O . . . . .	2,75	0,65	3,37	0,54
K <sup>2</sup> O . . . . .	0,52	2,35	2,01	1,50
H <sup>2</sup> O . . . . .	1,20	13,07	2,18	15,99
SO <sup>3</sup> . . . . .	0,17	0,15	0,07	0,31
P <sup>2</sup> O <sup>5</sup> . . . . .	0,55	0,67	0,51	0,38
CO <sup>2</sup> . . . . .	3,17	—	nicht best.	nicht best.
Sa. . . . .	99,63	100,15	100,01	100,15
Spez. Gew. . . . .	2,96	2,45	nicht best.	nicht best.
Anal.: A. LINDNER.	A. LINDNER.		KLÜSS und EYME.	
			Milch.	

W. Koert: Über lateritische Verwitterung in der Umgegend von Amani (Ostusambara). (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 56. -24-. 1904.)

In der Diskussion über den oben referierten Vortrag von E. KAISER berichtet KOERT über folgende Stufen in den Verwitterungsböden des Gneises in der Umgegend von Amani (Ostusambara):

1. Rotlehm mit Blöcken von frischerem Hornblendegneis, nur an erst in junger Zeit angeschnittenen Talgehängen entwickelt; weil am wenigsten ausgelaugt, der agronomisch wertvollste Boden.

2. Gewöhnlicher Rotlehm. lange Zeit der Verwitterung unterworfen, höchstens stark verwitterte Gneisbrocken führend; nimmt die bei weitem größten Flächen der Gegend von Amani ein.

3. Lateritlehm, Produkt der beginnenden Lateritisierung, durch tonerde- und eisenreiche konkretionäre Neubildungen von gewöhnlichem Rotlehm unterschieden; findet sich nur in kleinen, sehr scharf begrenzten



Bezirken im Gebiet des gewöhnlichen Rotlehms, anscheinend nur auf Höhenrücken oder sehr flachen Gehängen, „wohl weil an solchen Stellen die den Boden auslaufenden Lösungen besonders gut in die Tiefe eindringen können.“ Der hierher gehörige Boden ist äußerst steril. **Milch.**

**C. K. Leith:** Rock cleavage. (U. S. A. Geol. Survey. Bull. 239. 1905. 1—153. 27 Taf. 40 Fig.)

Die Spaltbarkeit von Gesteinen zerfällt in folgende Arten:

1. Ursprüngliche Spaltbarkeit („Protoklase“), z. B. Schichtung, Flußstrukturen in Laven, Bänderung im Gabbro u. dgl.
2. Sekundäre Spaltbarkeit („Metaklase“):
  - a) „Flow cleavage“, z. B. Schieferigkeit in Schiefnern, gewissen Amphiboliten u. a.
  - b) Fracture cleavage, z. B. Ausweichungs-Cleavage.

Besonderes Gewicht wird gelegt auf die Unterscheidung der beiden Arten von Metaklase: Flow cleavage, d. h. Deformation eines Gesteins ohne wesentliche Mitwirkung von Bruch, wird bedingt durch die Parallelstellung der Gesteinskomponenten; an den Hauptgemengteilen solcher Gesteine wird ausführlich untersucht: ihre Lage zu den Spaltflächen des Gesteins, der Einfluß ihrer Größe, ihrer Spaltbarkeit, Anordnung und Häufigkeit auf den Grad der Spaltungsfähigkeit des Gesteins; die verschiedenen Möglichkeiten, wodurch diese Parallelstellung bewirkt wird, werden diskutiert und es wird vor allem der Rekristallisation in der Richtung verminderten Drucks eine große Rolle zugeschrieben. Auch Gleitung, Drehung und Granulation einzelner Gemengteile wirken hier mit. Diese Art der Spaltbarkeit in Gesteinen bildet sich derart, daß die Spaltflächen senkrecht zum Druck stehen. Bei der zweiten Unterabteilung braucht dies nicht der Fall zu sein, die Richtung der Brüche im Gestein kann beträchtlich kleinere Winkel mit der Druckrichtung einschließen. Das Wesentliche dieser fracture cleavage liegt darin, daß sie unabhängig ist von einer Parallelanordnung der Gesteinskomponenten, wenngleich eine solche auch auftreten kann.

Die Unterscheidung von fracture und flow cleavage ist auch dann möglich, wenn eine der andern superponiert ist.

**O. H. Erdmannsdörffer.**

**T. G. Bonney and C. Raisin:** The microscopic structure of minerals forming Serpentine, and their Relation to its History. (Quart. Journ. Geol. Soc. 61. 1905. 690—715. Taf. 45. London.)

Verf. haben sich bemüht, auf Grund einer sehr großen Anzahl von Peridotit- und Serpentschliffen verschiedenartigster Fundorte die Entstehung des Serpentin und insbesondere des Antigorits sowie dessen mineralogische Eigenschaften festzustellen. Sie haben mehrere Hundert Schliche studiert, unter denen besonders Vorkommnisse aus Cornwall, Anglesey,

den Alpen und Vogesen reich vertreten und meist von ihnen selbst gesammelt sind. Die eingehende Beschreibung erläutert naturgemäß auch viele bereits bekannte Erscheinungen. Die wichtigsten Ergebnisse werden von den Verf. wie folgt zusammengefaßt:

„Färbung und Pleochroismus“ (sc. in Dünnschliffen) „sind nicht wesentliche, sondern nur gelegentliche Eigenschaften des Antigorits. Wenn niedrige Polarisationsfarben“ (also geringe Doppelbrechung) „als ein wesentliches Charakteristikum des Antigorits angesehen werden, so muß ein ihm nahe verwandtes Mineral existieren, welches sich nur durch höhere Farben (greater brightness of these) von ihm unterscheidet.“ Nur durch Isolierung und Analyse würde man den Beweis für Verschiedenheit der beiden Mineralien erbringen können. „Doch führt uns die in der Arbeit beschriebene Weise, wie sie ineinander überzugehen scheinen, zu der Meinung, daß sie nur Varietäten eines einzigen Minerals, nämlich eben des Antigorits sind. Die Auslöschung beider ist gewöhnlich gerade, gelegentlich aber auch schief, indessen dann mit kleinem Auslöschungswinkel. Daher ist das Mineral entweder dimorph oder seine optischen Eigenschaften sind durch Druck beeinflußt worden oder es ist monoklin. Doch kommen Blättchen (flakes) vor, welche bei schiefer Auslöschung unter kleinem Winkel einen etwas höheren Brechungsindex haben. Diese gehören wahrscheinlich einer Hornblendeart an. — Es ist zweifelhaft, ob eine scharfe Grenzlinie zwischen den mehr faserigen Modifikationen des Minerals in den gewöhnlichen Serpentinien und den glimmerartigen (Antigorit) gewisser anderer Gesteinsarten gezogen werden kann. — Der typische Antigorit tritt in Gesteinen auf, die vom Gebirgsdruck beträchtlich beeinflußt worden sind. Die Antigoritkristalle werden aber kleiner und weniger typisch, wenn der Gebirgsdruck sehr stark war (also in den am meisten geschieferten Serpentinien). — Die gestrickte Struktur des Antigorits hat, soweit sie überhaupt existiert und nicht bloß, wie meist, auf Einbildung beruht (wörtlich and it is mostly subjective), keine Beziehung zu der ursprünglichen annähernd rechteckigen Spaltbarkeit des Augites. Diese erhält sich sonderbarerweise bei der Serpentinisierung schlechter als irgend eine andere Struktur. Typischer Antigorit scheint indessen leichter von Augit als von den diesem verwandten Eisenmagnesiumsilikaten gebildet zu werden, aber seine charakteristische Form hängt mehr von dem Gebirgsdruck als von der chemischen Zusammensetzung ab. Mit anderen Worten, wenn Gebirgsdruck gewirkt hat, kommt der Serpentin in glimmerähnlichen Platten (plates) statt in mehr unregelmäßigen oder „flame-like flakes“ (wörtlich: flammenartigen Flocken oder Blättern) vor.“

Wilhelm Salomon.

L. Milch: Über die Ganggesteine des Riesengebirgs-Granites. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 56. -150—151-. 1904.)

Vortr. schilderte zunächst das Hauptgestein des Riesengebirges und seine Übergänge in eine weit verbreitete saure aplitische Kon-

stitutionsfazies (vergl. dies. Jahrb. Beil.-Bd. XII. p. 115) und führte an vorgelegtem Material den Nachweis, daß der sogen. echte Granit im Süden des Isergebirges sich nur durch sekundären, als Verwitterungsprodukt erkennbaren Muscovit vom Hauptgranit unterscheidet: „ein Unterschied zwischen „Granit“ und „Granitit“ besteht somit für das Riesengebirge nicht“ (vergl. dies. Jahrb. Beil.-Bd. XV. p. 138).

Auf die Ganggesteine übergehend besprach er zunächst eigenartige Erscheinungen an „Granitporphyren“, die auf eine Vermischung verschieden weit auskristallisierter resp. chemisch verschiedener Teilmagmen bei der Bildung der Gangauffüllung hinweisen (dies. Jahrb. 1905. II. 1—32) und wandte sich dann der Schilderung der dunklen (basischen) Ganggesteine zu. Charakteristisch ist für sie eine Anreicherung der farbigen Gemengteile, gewöhnlich Hornblende, verbunden mit sehr reichlicher Feldspatführung, die sich chemisch in dem erheblichen Gehalt an Alkalien ausdrückt. Da diese Gesteine mithin nicht als Lamprophyre bezeichnet werden können und chemisch und strukturell mit den Granitporphyren dieses Gebietes verbunden sind, stellen sie einen eigenen Gesteinstypus dar.

Milch.

G. Klemm: Über einige typische Fälle von granitischen Injektionen in Schiefergesteinen. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. zu Darmstadt. 4. Heft 25. 10—21. 2 Taf. 1904.)

Verf. bildet ab und beschreibt einige Belegstücke für die Lehre, „daß im kristallinen Grundgebirge Injektionen von granitischen oder verwandten Tiefengesteinen in den durch sie umgewandelten Sedimenten eine große Rolle spielen, und daß gewaltige Gesteinsmassen, die jetzt immer noch mit dem verhängnisvollen Namen ‚Gneise‘ bezeichnet werden, nichts anderes sind als Mischgesteine jener Schiefer und der in sie eingedrungenen granitischen, dioritischen oder verwandten Tiefengesteine.“

Die beiden ersten Beispiele, ein Biotitschiefer-Hornfels vom Biegelsberg bei Eberstadt, südlich von Darmstadt, und ein Amphibolit, wohl umgewandelter Schalstein vom Prinzenberge zwischen Eberstadt und Darmstadt, beide sehr stark von Granit injiziert, stammen aus einem System von steil gestellten Schiefen nicht genau bestimmten, aber sicher vorpermischen Alters zwischen Darmstadt und der Gabbromasse des Frankensteins, die durch Tiefengesteine kontaktmetamorph verändert und von Granitinjektionen durchhärtet sind. Ein näheres Eingehen auf die Beschreibung ist ohne die Abbildungen kaum möglich; aus dem Verlauf der Granitadern und ihren oft nahezu mikroskopischen Dimensionen schließt Verf., „daß die Injektion ein Medium antraf, das dem Eindringen solcher feinsten Äderchen nur geringen Widerstand entgegengesetzte, sich vielmehr in einem erweichten Zustande befand“.

Das dritte Stück, ein Beispiel für „jene eigenartigen Mischgesteine, die früher und auch jetzt von vielen Autoren als ‚körnig-streifiger Gneis‘ usw.

bezeichnet werden“, entstammt dem der Gemeinde Birkenau gehörigen Steinbruch im Kallstätter Tal östlich von Weinheim an der Bergstraße; es ist ein Hornfels, in dem sich neben wenig injiziertem Sediment und scharf abgesetzten Granitgängen Partien finden, in denen „eine völlige Verschmelzung von Granit und Sediment stattgefunden hat“, so daß eine Trennung der Substanzen von verschiedener Herkunft auch u. d. M. unmöglich ist. Da in den Granitgängen nur Quarz und Feldspat, nicht aber der Glimmer Störungen zeigen, werden diese Störungen „als protoklastische, als bei der Injektion und während der Erstarrung des Granites entstanden“ angesprochen.

Für „die vom Verf. vertretene Anschauung, daß die in den Graniten eingeschlossenen Schollen und die in ihrer Nachbarschaft befindlichen geschlossenen Massen von Dioriten usw. und Sedimentgesteinen durch das Tiefengestein in einen plastischen Zustand versetzt wurden“, wird auf die Formveränderungen, Einbiegungen, Zerreißen etc. verwiesen, die nach DAUBRÉE's Versuchen Glasröhren erlitten haben, welche mit Wasser in Eisenröhren mehrere Wochen lang auf 400° erhitzt wurden. **Milch.**

**W. Schottler:** Geologische Beobachtungen beim Bau der Bahnlinie Grebenhain—Gedern. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. zu Darmstadt. 4. Heft 25. 28—58. 3 Taf. 1904.)

Die Beobachtungen beim Bau des Mittelstückes der den Hohen Vogelsberg durchquerenden Bahnlinie beziehen sich hauptsächlich auf Basaltgesteine, teilweise saure Strombasalte (Anamesite), teils basische Basalte, die stets Nephelin oder ein dem Nephelin nahestehendes Glas enthalten und somit zwischen basanitoiden Plagioklasbasalten und Nephelinbasaniten schwanken. Interessant ist das häufige Auftreten von hypidiomorph-körnigen Nachschüben mit beträchtlicher Größe der einzelnen Individuen. In derartigen Nachschüben des Nephelinbasanites der Kalten Buche bei Hartmannshain findet sich schriftgranitische Verwachsung von Nephelin und Augit, wobei der Augit sich zum Nephelin wie Quarz zum Feldspat im Schriftgranit verhält.

Für die Beschreibung der einzelnen Ströme, Gänge und Tuffe, die verschiedenen Basalttypen und die Profile muß auf das Original verwiesen werden. Erwähnt sei noch das Vorkommen von Phonolithbomben im braunen Aschentuff am Südostfuß der Kalten Buche und das Auftreten einer mehrere Meter im Durchmesser besitzenden Scholle von Phonolith- oder Trachyttuff im braunen, stark zersetzten Tuff beim Bahnhof Hartmannshain. **Milch.**

**R. Schopp und W. Schottler:** Einige Beweise für die effusive Natur rheinhessischer Melaphyre. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. zu Darmstadt. 4. Heft 25. 59—74. 2 Taf. 1 Profil im Text. 1904.)

Für die Effusivnatur der Melaphyrdecken im Gebiet von Wonsheim (Kreis Alzey) sprechen folgende Beobachtungen:

1. Wulstige und schlackige Entwicklung der Grenzflächen der Melaphyrdecken (ganz entsprechend den Vitroanamesiten des Vogelsberges).

2. Begleitung durch Tuffe, die innig mit sedimentärem Material verknüpft sind.

3. Aufblätterung von Tuffeinschlüssen von den Schichtfugen aus in dünne Lamellen, die bei der Fortbewegung des Stromes gestaucht und verwälzt wurden, so daß schließlich ein im Melaphyr schwimmendes Netzwerk entstand (vergl. KLEMM, dies. Jahrb. 1905. II. -49-). Die Tuffe enthalten übrigens häufig Biotit, der in dem Melaphyr selbst überaus selten ist.

Die Haupteruptionszeit dieser von Tholeyer Schichten überlagerten Melaphyre und der sie begleitenden Aschen fällt in die letzte Zeit der Bildung der Lebacher Schiefertone und Sandsteinschiefer. **Milch.**

---

**E. Haase:** Kann der Porphyry von Schwertz als die Urform der hallischen Porphyre betrachtet werden? (Zeitschr. f. Naturw. 77. 345—358. 1905.)

LASPEYRES hatte seinerzeit (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1864. 408 ff.) die Ansicht ausgesprochen, daß die roten Porphyre der Umgebung von Halle a. d. S. ihre Farbe durch oberflächliche Zersetzung erhalten, und ursprünglich eine durch FeO-Silikate schwarz gefärbte Grundmasse mit glashellen Sanidinen besessen hätten, wie der Schwertzer Porphyr sie jetzt noch zeigt. Ein gewisser Widerspruch hiergegen ergibt sich aus dem Resultat einiger Tiefbohrungen, in denen die durchsunkenen Porphyrdecken nicht nur oberflächlich, sondern durch ihre ganze, z. T. sehr beträchtliche Masse hindurch die rote Beschaffenheit besaßen. Verf. führt nun die Farbe der dunklen Grundmasse auf einen primären Magnetitgehalt zurück, den LASPEYRES für undenkbar in einem so sauren Gestein gehalten hatte; ebenso soll das als färbendes Prinzip in den roten Gesteinen vorhandene Eisenoxyd primär sein. Die trüben Orthoklase dieser Gesteine sind nicht sekundär aus den Sanidinen (besser: Adularen) des schwarzen Porphyrs entstanden, sondern verdanken ihre Beschaffenheit mehr oder minder dichten Schwärmen staubartiger Massen, die als äußerst winzige Gasporen gedeutet werden.

Der schwarze Porphyr ist als eine Schliere in dem z. T. selbst auch schlierigen roten Schwertzer Porphyr aufzufassen.

**O. H. Erdmannsdörffer.**

---

**O. Wilckens:** Ein neues Vorkommnis von Nephelinbasalt im badischen Oberlande. (Mitteil. Bad. Landesanst. 5. 27—31. 1905.)

Verf. vermehrt die Zahl der zwischen den Eruptivgebieten des Kaiserstuhls und Hegaus bekannt gewordenen vulkanischen Schlote und Gänge

um einen 30—40 cm mächtigen Gang von Nephelinbasalt, der an der von Sölden nach Bollschweil führenden Straße (Blatt Ehrenstetten der badischen geologischen Spezialkarte) im Rengneis auftritt. Makroskopisch porphyrisch durch Olivineinsprenglinge, bis 7 mm große Biotite und bis 13 mm große basaltische Hornblenden; u. d. M. treten von Einsprenglingen noch zonar struierter, innen grüner oder farbloser Augit hinzu, dessen Kern mit welliger Gränze gegen die grau-violette äußere Zone verläuft und dessen starke Dispersion auf beträchtlichen Titangehalt schließen läßt. Die Grundmasse enthält neben herrschendem Augit in Leisten und Nadeln in unregelmäßigen Lappen den gleichen braunen Biotit wie die erste Generation, ferner spärlichen Nephelin und sehr reichlich Erz.

Die Hauptverwerfung, an der die Rheintalscholle gegen den Schwarzwald abgesunken ist, verläuft 175 m westlich von dem Basaltgang. „Jedenfalls dürfte das Empordringen des Eruptivums in lokaler Hinsicht unabhängig von den Dislokationen sein. Sie haben dem Magma nicht als Weg gedient.“ Zeitlich und nach seiner petrographischen Beschaffenheit steht das Gestein im engsten Zusammenhang mit den vulkanischen Erscheinungen des Kaiserstuhls und fällt ins obere Miocän. Milch.

---

**L. Loup:** Sur les roches erratiques des environs de Genève. Inaug.-Diss. Genf 1903. 154 p. Mit 5 Taf. u. Textfig.

Verf. hat Proben von 750 erratischen Blöcken aus der Umgebung von Genf gesammelt und eine Anzahl derselben einer petrographischen Untersuchung unterworfen. Das Endziel dieser Arbeit, die Feststellung des Ursprungsortes dieser durch den alten Rhône-gletscher transportierten Geschiebe, läßt sich heute freilich noch nicht gewinnen; die vorliegende Arbeit liefert aber einen Beitrag dazu, indem sie einen Teil des erratischen Materials aus der Genfer Gegend genau kennen lehrt. Beschrieben werden Gneis, Glimmerschiefer, Chloritglimmerschiefer, letztere z. T. glaukophanführend, Zoisitglimmerschiefer, Chloritschiefer, Eklogit, Amphibolit, Pyroxenit, Serpentin, Taveyannaz-Sandstein, dynamometamorpher Granit, Granophyr, Gabbro und Chloritoidgesteine. Die letzteren sind für das untersuchte Gebiet neu. Es sind grüne oder grauliche Gesteine von mittlerem bis grobem Korn, die neben Chloritoid uralitisierten Pyroxen, Smaragdit, weißen Glimmer, Granat, Zoisit, Klinochlor, Talk und Pyrit, aber keinen Feldspat führen. Es sind umgewandelte Gabbros, z. T. ähnlich solchen aus dem Saatal und vom Allalings-gletscher.

Die Gesamtheit der Gesteine stammt aus den Walliser Alpen und der Mont Blanc-Kette. Solche des Ober-Wallis und des Berner Oberlandes sind kaum vorhanden, weil die Gesteine der rechten Talseite des alten Rhône-gletschers von dem gegen die Nordschweiz gerichteten Gletscherarm in die Gegend von Freiburg und Bern geführt wurden.

Otto Wilckens.

**O. Fischer:** Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (mittleres Aarmassiv). (Min. u. petr. Mitt. 24. 1905. 45—113. 2 Textfig.)

Aus der amphibolitreichen Schieferzone zwischen dem zentralen Granit-(Protogin-)Kern und den nördlichen Gneisen des Aarmassivs zwischen Aare- und Reuß-Tal werden eine Reihe von Eruptivgesteinen sowie einige typische Sedimente beschrieben.

A. Der Granit am Nordrand der zentralen Zone. Besprochen wird 1. eine porphyrtartige Randfazies des zentralen Granits im Voralptal, sowie 2. eine stockartige Einlagerung von „Quarzsyenit“ in der Schieferzone ebenda. Gemengteile: Quarz, Orthoklas, Albit, Albitoligoklas, Mikroperthit, Mikroklinalmikroperthit, Biotit, Apatit, Zirkon, Titanit, Fluorit, Orthit.

Beide Gesteine werden zur Alkalireihe gerechnet (Alkaligranit, resp. Quarzsyenit).

B. Granitporphyr. Der Schieferzone, sowie dem Granit sind in großer Anzahl völlig konkordant bis 100 m mächtige Granitporphyrmassen eingelagert, die bald massige, bald schieferige Ausbildung aufweisen und den Mineralbestand der beschriebenen Granite zeigen. Bei den Einlagerungen im Granit ist oft das Gestein am Salband einsprenglingsärmer und felsitisch ausgebildet. Dieser Ausbildungsart am Salband entspricht auch der Gesteinscharakter der granitporphyrischen Einlagerungen in der Schieferzone. Apophysenartige Verbindung mit den Graniten ist nicht zu beobachten. Die chemische Zusammensetzung (s. unten) ist von der des Granits dadurch unterschieden, daß das Verhältnis der Alkalien unter sich umgekehrt ist ( $K_2O > Na_2O$  in Mol.-Prozenten).

Auch die Porphyre werden zu den Alkaligesteinen gerechnet.

C. Als Hornblendeminetten werden große Einschlüsse im Granit, sowie ein schmaler Gang im Granit des Voralptales beschrieben.

D. Injektionsamphibolit nennt Verf. die auf der geologischen Karte 1 : 100 000 (Bl. XIII) als Hornblendeschiefer ausgeschiedenen Massen.

Es sind wesentlich zwei geologisch zu unterscheidende Gesteinstypen, die diese Zone aufbauen:

1. Dunkle, amphibolitartige Gesteine, die wesentlich aus grünbrauner Hornblende und Labrador mit wechselnden Mengen von Pyroxen (Malaolith), Eisenerzen, Apatit, Titanit und Epidot bestehen. Untergeordnet finden sich Mineralaggregate, die aus der Umwandlung von Hornblende-peridotit hervorgegangen sein dürften.

Die dunklen, vielfach zertrümmerten Gesteine sind verkittet und injiziert von

2. hellem, aplitartigem Eruptivgestein, das aus einem panidiomorphen Gemenge von Quarz und Albitorthoklas besteht. Es wird vermutet, daß seine chemische Zusammensetzung (s. unten) durch Aufnahme von  $CaO$  aus dem Amphibolit verändert worden sei.

E. Dioritporphyr wurde in zwei Lagergängen am Sustenjoch gefunden. Das porphyrische Gestein führt Einsprenglinge von Andesin.

Die dunkeln Hauptgemengteile sind gänzlich in Epidot und Chlorit verwandelt.

F. Sehr feinkörniger Hornblendedioritporphyr mit Einsprenglingen von Plagioklas (Andesin?) und Hornblende in einer panidiomorphen Grundmasse von Plagioklas, Quarz und etwas Orthoklas, treten am Stücklistock am Nordrand der Schieferzone auf.

G. Eingehend beschrieben wird Labrador-Augitporphyr vom Maasplankstock. Labrador, teilweise uralitisierter Augit und spärliche Hornblende bilden Einsprenglinge in einer äußerst feinhörnigen, mikrofelsitischen Grundmasse. Das Gestein zeigt keine Kataklaste und ist vollkommen massig. Es wird vom Verf. als Ergußgestein aufgefaßt.

H. Drei verschiedene Typen von Pegmatit.

Von typischen Sedimenten werden Konglomeratschichten erwähnt, sowie schwarze Tonschiefer mit zahlreichen, sehr kleinen Quarzporphyrinseln.

Für die genauere Altersbestimmung der Intrusionen resp. Eruptionen liegen keine Anhaltspunkte vor. Die Granitporphyre sind als die jüngsten der beschriebenen Eruptivgesteine zu betrachten.

Die Analysen der Gesteine sind folgende:

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	73,68	66,19	74,63	75,34	43,37
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	Spur	0,19	0,20	Spur	4,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,70	14,22	11,29	11,74	9,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,34	3,08	1,48	1,07	9,64
Fe O . . . . .	0,89	1,70	0,44	0,36	8,78
Mg O . . . . .	0,21	0,54	0,70	0,35	5,62
Ca O . . . . .	1,13	1,24	1,14	0,93	9,23
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,65	4,98	2,70	3,12	0,97
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,37	6,25	6,81	5,96	4,76
H <sub>2</sub> O unter 110°	0,12	0,15	0,13	0,11	0,07
H <sub>2</sub> O über 110°	0,35	1,14	0,57	0,48	1,24
	100,44	99,68	100,09	99,46	100,15.
	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	72,11	45,17	55,78	60,38	54,55
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	Spur	1,47	1,54	1,64	1,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,58	13,00	16,98	15,74	16,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,57	9,08	4,07	5,10	6,61
Fe O . . . . .	—	5,04	3,43	1,13	1,43
Mg O . . . . .	0,29	6,66	3,61	2,82	2,47
Ca O . . . . .	2,63	12,64	2,52	4,77	6,95
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6,64	2,72	5,05	3,37	4,85
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,23	1,88	3,33	3,34	2,28
H <sub>2</sub> O unter 110°	} 0,69	0,10	0,17	0,07	0,25
H <sub>2</sub> O über 110°		2,12	3,04	1,95	1,41
	99,74	99,88	99,52	100,31	100,03.



- I. Granit (porphyrisch) Voralp.
- II. Granit (Quarzsyenit) Voralp.
- III. Granitporphyr, Gangmitte, Voralp.
- IV. Granitporphyr, Salband, Voralp.
- V. Hornblendeminette, Voralp (mit 1,82 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>).
- VI. Aplit aus Injektionsamphibolit, Hohmad.
- VII. Dunkler Amphibolit, Trift.
- VIII. Diorit-Porphyr, Sustenjoch.
- IX. Hornblendedioritporphyr, NW. Grat Stücklistock.
- X. Labradoraugitporphyr, Maasplankenstock (mit 0,38 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>).

Sämtliche Analysen wurden auf die OSANN'schen Typenformeln berechnet und mit den von OSANN aufgestellten Gesteinstypen verglichen. Zum Schluß wird der Versuch gemacht, die beschriebenen Gesteine von einem gemeinsamen Magma abzuleiten.

H. Preiswerk.

A. Harker and C. T. Clough: The tertiary igneous rocks of Skye. (Mem. geol. Survey United Kingdom. Glasgow 1904. I—XI, 1—481. 27 Taf. 1 geol. Karte. 81 Textfig.)

Das klassische Gebiet von Skye erhält hier in einem stattlichen Bande eine gründliche und inhaltsreiche Schilderung auf Grund mehrjähriger Aufnahmearbeiten der Verf.

In der Reihenfolge der eruptiven Tätigkeit wird unterschieden 1. eine älteste, vulkanische Phase, eine mittlere, plutonische und als jüngste eine „Phase der geringeren Intrusionen“<sup>1</sup>.

1. Vulkanische Phase. Sie beginnt mit der Bildung von Eruptionsschloten, durch die tuffiges Material gefördert wurde. Auf sie folgt der Erguß sehr mächtiger Lavamassen aus einem ausgedehnten System von Spalten, ergossen über einen sehr unebenen und vielfach gestörten Untergrund von Jura, Kreide und Cambrium. Die Mächtigkeit dieses selbst wieder vielfach gestörten und auch intensiv erodierten Komplexes entzieht sich einer genauen Schätzung. Den Lavaströmen sind vulkanische Agglomerate und Tuffe eingelagert und zwar vorwiegend an der Basis, die 1000—1200 Fuß maximale Mächtigkeit erlangen. Sie sind besonders durch ihre Führung von Granit-, Gabbro- und Granophyrbruchstücken von Interesse, die auf tiefer liegende Intrusivmassen hindeuten und deren lokale Verbreitung auch derjenigen der jüngeren Gabbro- und Granitmassen entspricht. Die Laven sind mandelsteinartige, feinkörnige, z. T. porphyrische schwarze Gesteine, die aus Labrador, Augit, Olivin — der lokal durch Hypersthen ersetzt wird — Eisenerz und Apatit sowie sekundären Mineralien aufgebaut sind und als Olivinbasalte, olivinfreie Basalte, Hypersthenbasalte, Augitandesite als Übergangsgestein zu sauren Typen, unterschieden werden, kartographisch aber nicht zu trennen sind; auch eine bestimmte Eruptionsreihenfolge hat sich nicht feststellen lassen.

<sup>1</sup> Vergl. auch das Ref. dies. Jahrb. 1903. I. - 420 - u. - 421 -.

Die in den Tuffen so häufigen Granit- und Gabbrobruchstücke fehlen hier völlig.

Als Produkt postvulkanischer Thermaleinwirkung auf die noch in der Abkühlung begriffenen Gesteine wird die sehr reichliche Ausfüllung der Blasenräume mit Zeolithen angesehen (Thomsonit, Skolezit, Mesolith, Laumontit, Stilbit, Chabasit u. a.), wozu noch Chlorite, Calcit, Chalcedon, selten Quarz kommen. Die normale Verwitterung bringt dagegen außer Chlorit, Serpentin und Calcit jene eisenschüssigen, gelegentlich in bauxitartige Produkte übergehenden Tone hervor, die auch zwischen einzelne Ströme in schwachen Lagen eingeschaltet sind, und als Plinthit bezeichnet wurden.

Unter dem Kontakteinfluß der jüngeren Intrusivmassen (Gabbro etc.) bildet sich in den Basalten uralitische Hornblende aus dem Augit, Biotit aus dem Chlorit, der Feldspat wird umkristallisiert; Epidot ist häufig. In den Blasenräumen werden die Zeolithe zu Kalknatronfeldspäten umgewandelt, assoziiert mit Epidot, Augit und Hornblende. Im unmittelbaren Kontakt entstehen echte Hornfelse, die mit Pyroxengranuliten verglichen werden; sekundäre Hornblende fehlt hier völlig, der Augit kristallisiert lediglich um.

Rhyolithische und trachytische Tuffe und Laven sind, wie im gesamten britischen Eruptivgebiet, so auch auf Skye nur von untergeordneter Bedeutung. Sie kommen an zwei Stellen vor, über- und unterlagert von, und z. T. gleichalterig mit gewissen Basalten; sie zerfallen in drei Abteilungen, eine ältere, vorwiegend aus Trachyten, eine mittlere aus Rhyolithtuffen und -breccien und eine hangende aus Rhyolithen aufgebaute, die unter sich und mit den Basalten in recht komplizierter Weise verknüpft sind. Sie alle sind wahrscheinlich von einem sich in westlicher Richtung fortbewegenden Zentrum aus ausgeworfen worden. Den einförmigen biotit- und augitführenden Trachyten sind 4 Ströme von Andesit und spärliche vulkanische Agglomerate eingeschaltet.

2. Plutonische Phase. Ultrabasische Gesteine leiten die zweite Phase ein; aus ihrer Form und dem mehrfach beobachteten Zusammenhang mit Zuführungskanälen wird auf ursprünglich lakkolithische Lagerung geschlossen. Der nachfolgende Gabbro aber hat in den meisten Fällen diese primäre Lagerung sehr gestört, große Teile schollenartig umhüllt, zerbrochen und durchtrüert, so daß für manche diese Deutung zweifelhaft erscheint. Die Mineralien Olivin, Augit (Diallag z. T.), Enstatit, Anorthit, Chrommagnetit oder Chromit, Picotit, Pleonast, braune Hornblende und Biotit treten zu folgenden Gesteinstypen zusammen: Dunit, meist reich an Spinell (selten), Augit-Diallag oder Anorthitperidotit, Pikrit (Hauptmasse der ultrabasischen Gesteine), Troktolith (Olivin-Anorthit mit oder ohne Augit), Norit (Enstatit-Anorthit); dazwischen sind alle möglichen Übergänge vorhanden. Die geologische Verknüpfung der Typen findet auf dreierlei Art statt: 1. Bänderung, oft sehr feinstreifige schlierige Anordnung. 2. „Xenolithische“ Struktur: Einschlüsse, meist gerundet, der einen Varietäten (besonders Pikrit und Troktolith) in den

ändern; sie mögen z. T. aus tiefer gelegenen Erstarrungsmassen, oder auch von bereits verfestigten und dann losgelösten Teilen des Lakkolithen herrühren. 3. „Segregationsgänge.“ Am Kontakt mit dem Sediment sind deutlich Resorptions- und metamorphische Erscheinungen zu beobachten; eine Kontaktwirkung von seiten des jüngeren Gabbro ist zweifelhaft.

Der die zweite Hauptintrusion der plutonischen Phase bildende Gabbro tritt sowohl stockförmig als auch lakkolithisch auf. Letzteres ist der Fall bei dem Hauptvorkommen der Insel, dem von Cuillins. Der sehr flache Lakkolith wird von Basalt und Jura unter- und wahrscheinlich auch von Basalt überlagert; die Regelmäßigkeit seiner Gestalt wird durch eine Anzahl von Anti- und Synklinalen seiner Unterseite gestört, deren eine mit der Intrusion des jüngeren Granits in Zusammenhang steht. Die Intrusivmasse selbst ist aufgebaut aus einer sehr großen Zahl gleichsam deckenförmig übereinanderliegender Sonderintrusionen, die petrographisch sehr mannigfach entwickelt sind; diesen bunten Wechsel erhöhen noch schmale lagenartige Massen von Basalt, die zwischen den einzelnen Intrusionen liegen, und ursprünglich wohl mit den umgebenden Basaltmassen in Zusammenhang gestanden haben. Die obersten Gabbrolagen sind wahrscheinlich die jüngsten, da ihre Zuführungskanäle oft die unteren durchsetzen. Wie bei den Peridotiten ist auch hier das Vorkommen gebänderter Gesteine sehr häufig, besonders in den zentralen Teilen; die Bänderung zeigt sowohl wie die ganze Form des Lakkolithen eine Neigung nach einem in der Mitte des Eruptivgebietes gelegenen Punkt hin. Die Emporpressung des Gabbros geschah wahrscheinlich durch ein recht unregelmäßig verlaufendes Netz von Spalten, der Zusammenhang solcher Zuführungskanäle mit dem Gabbro im Lakkolithen wurde mehrfach konstatiert. Die Grenze zum Basalt ist bald scharf, bald, besonders bei den eingeschlossenen Partien, durch Resorption verschwommen; sie sind gelegentlich bis auf die Ausfüllungsmasse der Mandeln resorbiert.

Der Gabbro von Broadfort, an Masse bedeutend kleiner, setzt stockartig in cambrischen Kalken auf, wird aber da, wo er an Torridonsandstein oder Basalt stößt, lagerförmig. Geringere Gabbromassen außer diesen sind z. T. stockartig, z. T. lakkolithisch. Plagioklas (Labrador-Anorthit, selten saurer) und Augit (Diallag) sind immer, Olivin und Magnetit oft, aber in sehr wechselnder Menge vorhanden; selten sind Hypersthen, Biotit, Apatit, Quarz, Orthoklas, Granat, Titanit, Ilmenit, Pyrit. Diese bilden folgende Varietäten: Gabbro, in Olivingabbro und Peridotit übergehend, diabasisch struierten Gabbro, granulitischen Gabbro, mit Pyroxengranuliten verglichen (von ROSENBUSCH für Beerbachit gehalten), pegmatitischer Gabbro. Von den gebänderten Gabbros sind die gangförmigen besonders interessant, deren Habitus durch wiederholte Intrusion erklärt wird. Die extremste, ultrabasische Form innerhalb der Bänder des Gabbrokomplexes ist eine fast nur aus Augit und Magnetit bestehende Schliere. Auch der bei den Peridotiten so häufige xenolithische Verband der verschiedenen Typen tritt hier auf. Die Einwirkung der nachfolgenden

Granite, soweit sie als Kontaktmetamorphose bezeichnet werden kann, ist fraglich, und jedenfalls nicht sehr bedeutend.

Die auf den Gabbro folgenden Granite treten gleichfalls teils lakkolithisch, teils stockartig auf; zu ersterer Art gehört das Hauptgranitvorkommen, das der Red Hills; es ist ein durch mehrfache Komplikationen unregelmäßig gestalteter Lakkolith, dessen hangende Seite z. T. vom Gabbro gebildet wird; wie bei diesem sind auch im Granit zahlreiche Intrusionen, Xenolithen und gebänderte Abarten zu beobachten. Anders verhalten sich die Stöcke, besonders interessant durch ihr verschiedenes Verhalten zu verschiedenem Nebengestein: im Kalk zeigen sie glatte Grenzen, keine Resorptionserscheinungen; im Torridonsandstein keilt sich der Granit in zahlreichen, langen Zungen aus; im Basalt sieht man kleine Verästelungen, während der Gabbro von zahlreichen Apophysen durchtrüert stellenweise wahre Breccien von Gabbro, durch Granit verkittet, bildet und überhaupt leicht von ihm durchdringbar gewesen sein muß. An der Grenze nach außen treten gelegentlich granophyrische, sphärolithische, auch fluidale Gesteinsfazies auf.

Die Granite zerfallen in zwei Gruppen: die erste mit 75—77 %  $\text{SiO}_2$  führt Biotit, die zweite mit 70—72 %  $\text{SiO}_2$  Hornblende oder Augit als farbigen Gemengteil, die „Granophyre“ meist nur Augit. Auffallend ist ein vereinzelt Vorkommen von Riebeckitgranophyr. Als „Granophyr“ werden auch die Granite bezeichnet, deren Gemengteile in einer Generation entwickelt sind und die besser als mikropegmatitische Granite zu bezeichnen wären. Die Zahl der Strukturmodifikationen ist beträchtlich, doch soll hier nicht näher darauf eingegangen werden.

Sehr interessant sind die Kontaktwirkungen des Granits. Im cambrischen Kalk, der etwas dolomitisch ist, findet dadurch eine Art von Entdolomitisierung statt, indem die Mg O- mit dem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt des Kalks (Spongiennadeln etc.) in Tremolith, Diopsid, Forsterit, Vesuvian, Granat, Brucit u. a. gebunden wird, während der restierende Ca O als Marmor umkristallisiert. Wichtiger noch sind die Verhältnisse am Kontakt von Gabbro und Granit. Der Hauptzug ist der, daß der Gabbro durch Aufnahme von saurem Material saurer, der Granit durch den umgekehrten Vorgang basischer wird. Dies beginnt mit einer Auflösung des Gabbros in Xenolithe und Xenokristalle, die im Granit schwimmen und mehr oder weniger vollständig resorbiert werden; der Gabbro-Augit wird dabei in Hornblende verwandelt; Augit und Hornblende kristallisieren aber auch selbständig aus dem chemisch veränderten Granitmagma aus; der Gabbrofeldspat gibt im Granit Veranlassung zur reichlicheren Entwicklung von saurem Plagioklas; in die Xenolithe selbst tritt Quarz ein, die Plagioklase werden saurer, Hornblende verdrängt den Augit, Biotit wird neugebildet; für ein eigentümliches Mischgestein dieser Art, von dem aber, da es eine besondere Intrusion darstellen soll, angenommen wird, daß es diese Beschaffenheit schon vor der Intrusion, also in tieferem Niveau erhalten hat, wird der Name Marscoit gebraucht; auch von ihm kommen umgewandelte Xenolithen im Granit vor.

Petrographisch noch deutliche Beziehungen zu der vorigen Phase aufzuweisen hat die nächst jüngere Gruppe von Intrusionen, die als „gemischte“ (composite) Gänge und Intrusivlager (sheets, sills) bezeichnet werden. Sie dringen mit Vorliebe an solchen Stellen empor, wo schon ältere Massen sich ihren Weg gebahnt haben. Da sie alle zur zweiten Klasse von Judd (wiederholte Intrusion in eine Spalte) gehören, sind sie bald symmetrisch bald unsymmetrisch, und bestehen aus 2, 3 und mehr verschiedenen Teilen, wobei jedoch die sauren Typen stets die jüngsten sind. Differentiation an Ort und Stelle ist nirgends nachzuweisen. In den Intrusivlagern hat das saure Magma seine Bahn entweder zwischen zwei oder auch mehreren basischen Lagen genommen, oder eine Fläche geringeren Zusammenhangs in einem solchen benutzt; dabei bildet es gelegentlich lentikuläre Anschwellungen, umschließt wohl auch größere Partien des basischen Materials. Die Grenzen zwischen beiden Gesteinen sind in der Regel scharf, gleichwohl ist eine Beeinflussung der verschiedenen Magmen durcheinander zu konstatieren: das basische wird durch die Aufnahme von Alkalifeldspat und Quarz saurer, die Ca Na-Feldspate desgleichen usw. Nur in einem Falle konnte ein ganz allmählicher Übergang aus dem zentralen Felsit in die Basalte der hangenden und liegenden Grenzschichten konstatiert werden; dies Verhalten wird darauf zurückgeführt, daß der Basalt zur Zeit der Felsitintrusion noch flüssig war. In dünnen Intrusivlagern kommt auch die glasige Ausbildungsweise eines Mischgesteins vor; solche Verhältnisse werden analog wie beim Marscoit durch Mischung vor der Intrusion erklärt.

3. Phase der geringeren Intrusionen. Die dritte Phase beginnt mit der Intrusion sehr zahlreicher und mächtiger Intrusivlager (sills) in die älteren Basalte und die Juraschichten, außerhalb der zentralen Eruptivmassen von Skye, also aus einem andern Eruptivzentrum. Diese „Sills der großen Gruppe“ werden bis über 200 Fuß mächtig, treten aber gelegentlich zu Komplexen zusammen, die über 500 Fuß dick werden. Den zentralen Eruptivmassen und ihrem Kontakthof nähern sie sich nur bis auf einen Abstand von etwa einer Meile. Auch hier sind die höher liegenden Teile im allgemeinen später intrudiert als die tieferen. Säulenförmige und plattige Absonderung ist häufig. Petrographisch sind die als Olivindolerit bezeichneten Gesteine sehr eintönig, auch Kontaktwirkung und das Auftreten von Xenolithen spielt hier keine große Rolle.

Jünger als die „große Gruppe“ ist die „kleine Gruppe der basischen Intrusivmassen“, doch ist gerade hier, infolge der monotonen petrographischen Beschaffenheit u. a. die Altersfolge schwerer zu eruieren. Von Interesse sind die „gemischten“ Lager vom Roineval-Typus, die aus einem porphyrischen Olivindolerit im Hangenden und einem dunkeln, dichten Gestein im Liegenden bestehen, das als Mugearit bezeichnet wird; dieser entsendet lokal Apophysen in den Dolerit, auch Mischgesteine treten auf. Er besteht aus Oligoklas, Orthoklas, wenig Augit und etwas mehr Olivin; die Struktur ist trachytisch; in basischen Typen spielt Magnetit eine große Rolle.

Als „geringere saure Intrusionen“ sind zusammengefaßt: 1. Apophysen des Granits, also ältere Bildungen, 2. als selbständige Intrusivmassen: jüngerer Teil, z. T. vielleicht mit den sauren Massen der „gemischten“ Intrusionen gleichaltrig. Es sind Gänge, die NW.—SO. streichen, und Intrusivlager, die auf eine in gleicher Richtung gestreckte Zone um die zentralen Eruptivmassen beschränkt sind. Es sind mikrogranitische, granophyrische, auch quarzfelsitische und sphärolithische Typen vorhanden, die z. T. rhyolithischen Charakter annehmen. Gewisse trachytische und orthophyrische Gesteine scheinen gleichfalls hierher zu gehören.

Einen besonders charakteristischen Zug in der Geologie von Skye bilden die zahllosen Gänge basischer Gesteine, die bald vereinzelt, bald schwarmartig, bald auch zu Gangbündeln (2—12) vereinigt vorwiegend in der Richtung NW.—SO. bis NNW.—SSO. verlaufen, und bis über 100 Fuß mächtig werden. Ihre Verbreitung hängt von dem Gestein ab das sie durchsetzen: der Gabbro enthält viel mehr als der Granit, die vulkanischen Agglomerate weniger als die Laven usw. Eine roh radiale Anordnung um das Eruptivzentrum ist trotz des im allgemeinen parallelen Verlaufs zu konstatieren. Ihr Alter läßt sich in den Gebieten außerhalb der Hauptintrusivmassen oft kaum mit genügender Sicherheit angeben, da auch ältere basische Gänge, die Zuführungskanäle der Laven, existieren. Wichtig ist hierbei, daß die Sills der großen Gruppe von Verwerfungen betroffen sind, welche die jüngern Gänge nicht berühren. Die Gesteine der Gänge sind vereinzelt grobkörnige Diabase, meist aber nicht porphyrische Basalte (Plagioklas- und Olivineinsprenglinge: Beinn Dearg-Typus; Plagioklaseinsprenglinge, reichliche Xenolithe: Suardel-Typus), auch porphyrischer Olivindolerit (Gheall Gillean-Typus) und schließlich Mugearitgänge treten auf. Glas ist in den Gesteinen im allgemeinen selten, doch kommen bis 3 Zoll dicke glasige Salbänder bisweilen vor, besonders im Sedimentgebiet, und sehr schmale Gänge werden ganz glasis. Auffallenderweise ist ihr spez. Gew. höher als das der kristallinen Gangmitte (Differentiation von Eisenoxyden nach dem Salband?). Der Übergang zum normalen Gestein ist durch eine große Reihe strukturell abweichender Glieder hergestellt, die durch die reichliche Entwicklung sphärolithischer Strukturen interessant sind. Gewisse weniger basische Tachylite von hellerer Färbung neigen weniger zur Sphärolithbildung und stehen den Mugeariten nahe.

Von Xenolithen, die aus dem Nebengestein stammen („accidental xenoliths“) bedingt besonders Quarz durch seine Resorption namhafte Veränderungen im Gestein; die „cognaten“ Xenolithe oder Xenokristalle zeigen um so größere Veränderung, je mehr ihre Zusammensetzung von der des Ganges abweicht, also z. B. Granit mehr als Gabbro. Die Umwandlung bewegt sich im ganzen auf derselben Linie wie die schon erwähnten Vorgänge bei Xenolithen im Gabbro etc.

Eine besondere Gruppe bilden die basischen Gänge und Intrusivlager der Cuillins, die auf das Gabbrogebiet beschränkt, eine ausgesprochen

	Regionale Serie	Lokale Serie
Vulkanische Phase		Die ersten vulkanischen Produkte, Tuffe, Explosionsröhren.
	Ströme von Basalten mit untergeordneten Augitandesiten, Spaltenergüsse.	
Plutonische Phase	basisch ↗	Peridotite, Lakkolithen?
	sauer ↘	Gabbro, Lakkolithen und Stöcke. Granit desgl.
	sauer + basisch.	Gemischte Intrusionen.
Phase der geringeren Intrusionen	Große Gruppe der basischen Intrusionen.	
		sauer ↗ Saure Intrusionen (um das Eruptivzentrum geordnet).
	Basische NW.—SO.-Gänge, wahrscheinlich verschiedenen Perioden angehörig.	Basische Intrusionen (auf das Gabbrogebiet der Cuillins beschränkt).
		basisch ↘ Ultrabasische Intrusionen (um das Eruptivzentrum geordnet). ? Augitandesite und Pechsteine.

radiale Anordnung besitzen; innerhalb der Gruppe lassen sich wieder verschiedene Altersstufen erkennen.

Ultrabasische Gesteine bilden den Schluß der Gangepoche. Sie finden sich gangförmig in radialer Anordnung in den Cuillins, auch gehören zu ihnen Sills im Torridon und wahrscheinlich ein kleiner Stock. In petrographischer Hinsicht wird ihr hypabyssischer Charakter besonders betont; Olivin — oft als Einsprengling, Augit (nie Diallag), Picotit, selten Feldspat, sind die Mineralien; sie treten zusammen zu sehr olivinreichen Peridotiten, Pikrit und Übergangsgesteinen zum Olivinbasalt und Olivingabbro.

Die geologische Stellung einer Anzahl von Trachyt- und Trachyandesitgängen ist nicht ganz sicher, obwohl sie als zu den jüngsten Gliedern des Gebiets gehörig bezeichnet werden; petrographisch interessant, aber geologisch auch nicht ganz sicher zu interpretieren sind Augitandesite und teilweise entglaste Pechsteine.

In einem allgemeinen Überblick über das Gebiet wird scharf getrennt zwischen regionalen und lokalen Ursachen der eruptiven Ereignisse. Regional wirkt der Einbruch des atlantischen Beckens; die dabei entstehenden Spalten geben zunächst den alten Laven Gelegenheit zur Eruption, später folgen die „Sills der großen Gruppe“ und auf sie, die Haupt-

spaltenbildung kennzeichnend, die basischen Gänge. Charakteristisch ist für die regionale Serie die monotone Zusammensetzung der Gesteine. Für die lokale Tätigkeit sind gewisse Eruptivzentren maßgebend, die an Stellen liegen, wo faltende Bewegung der Erdrinde sich mehrfach wiederholt hat (auf Skye prätriadisch und prätertiär); die lokalen Herde zeigen im Gegensatz zu dem regionalen Gebiet stets eine wohl schon vor dem Intrusionsvorgang der Hauptsache nach beendete weitgehende Differentiation in Teilmagmen. Eine schematische Darstellung wird diese und verschiedene andere Verhältnisse am kürzesten erläutern (p. 70).

Eine Auswahl der in der Arbeit mitgeteilten Analysen möge eine Anschauung von den chemischen Verhältnissen der Gesteine von Skye geben:

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	46,61	46,39	70,34	46,13	49,24
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,81	0,26	0,46	3,60	1,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,22	26,34	13,18	17,07	15,84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,49	2,02	2,65	6,61	6,09
FeO . . . . .	7,71	3,15	2,24	8,20	7,18
MnO . . . . .	0,13	0,14	0,19	0,28	0,29
MgO . . . . .	8,66	4,82	0,40	4,38	3,02
CaO . . . . .	10,08	15,29	1,24	7,15	5,26
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,43	1,63	3,61	3,58	5,21
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,67	0,20	4,90	1,19	2,10
H <sub>2</sub> O (> 105°) . . . . .	2,07	0,48	0,76	1,71	1,61
H <sub>2</sub> O (105°) . . . . .	1,10	0,10	0,46	0,59	1,08
CO <sub>2</sub> . . . . .	Sp.	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,10	Sp.	0,10	0,09	1,47
Sa. . . . .	100,08 <sup>1</sup>	100,82	100,55 <sup>2</sup>	100,61 <sup>3</sup>	100,46 <sup>4</sup>
G. . . . .	2,87	2,85	2,66	2,91	2,79

I. Olivinbasaltlava. Drynoch.

II. Olivinabbro des Cuillinlakkolithen. Westufer d. Sligachan.

III. Hornblendegranophyr. Druim Eador da Choire.

IV. Olivindolerit. „Sill“ nördlich von Broc bheim, 4 miles von Sligachan.

V. Mugearit. Druim na Criche. 5 miles von Portree.

Sämtliche Analysen von POLLARD. O. H. Erdmannsdörffer.

Otto Nordenskjöld: Petrographische Untersuchungen aus dem westantarktischen Gebiete. (Bull. geol. instit. Univ. Upsala. 6. 1902—03. No. 11, 12. Upsala 1905. 234—246. Mit 1 Taf.)

<sup>1</sup> Mit Sp. von NiO und CoO.

<sup>2</sup> Mit 0,02 Cl und Sp. von BaO und Li<sub>2</sub>O.

<sup>3</sup> Mit 0,03 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

<sup>4</sup> Mit Sp. von NiO, CoO, SrO, 0,09 BaO, 0,18 F, 0,03 S. Sa. 100,53—0,07 O statt F.



Die Arbeit ist nur eine vorläufige Mitteilung über die von der schwedischen Südpolarexpedition gesammelten Gesteine. Dieselben stammen theils von der Hoffnungsbucht am Westufer des Sundes zwischen Joinville-Insel und Louis Philipp-Land und aus der östlich vorgelagerten Zone von den Seymour- und Paulet-Inseln. Es ergibt sich eine analoge Verteilung wie in Südamerika: westlich ein hohes Bergland, die sogen. antarktische Kordillere, mit westlich vorgelagerter Inselkette, zum großen Teil aus älteren Sedimenten und aus massigen Tiefengesteinen bestehend — östlich ein flacheres Land mit Schichten der Kreide und des Eocän und mehrfachen jüngeren Eruptivgesteinen (Basalten), Tuffen und zerstörten Kraterkegeln. Dem jungen patagonischen Vorland fehlt ein antarktisches Analogon. In den Gebirgsketten sind die gleichen natronreichen banatitischen Granite beobachtet, wie im Feuerland, in Südamerika und Nordamerika, so daß dieser Andentypus jetzt über 125 Breitengrade bekannt ist. An dieselben schließen durch Übergänge Diorite, Gabbros, ja selbst Peridotite an. Phyllite, Konglomerate und Sandsteine sind dort verbreitet; in einer Gruppe fanden sich jurassische Pflanzen ohne Unterlagerung durch marine Schichten; als Abschluß des Ganzen stellen sich mächtige Tuffbildungen ein. In der östlichen Zone werden die liegenden Schichten der Kreide zugerechnet, die oberen mit Zeuglodonten, altertümlichen Pinguinen und Pflanzen dem Alttertiär. Decken von Basalt, mächtige Gänge mit Knotenschiefer an den Kontaktstellen, Tuffe und Krater (Paulet-Insel) gehören der jüngsten Zeit an. Bei der Ähnlichkeit des Baus mit Südamerika bleibt nur die Frage, wie wir uns den Zusammenhang zu denken haben. Selbst bei der Annahme eines beide Kontinente verbindenden Inselbogens nach Art der Antillen sind noch zwei Möglichkeiten gegeben, die eine über die Sandwich-Inseln, die andere über Südgeorgien. Von letzteren Inseln liegt altes und neugesammeltes Gesteinsmaterial vor. Dieses ist aber ganz anderer Art und daher eine Verbindung nach dieser Richtung unwahrscheinlich.

Deecke.

---

### Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

**A. V. Bleining**: The Manufacture of Hydraulic Cements. (Geol. Surv. of Ohio. (4.) Bull. 3. 391 p. 81 Fig. 1904.)

Das Buch soll nach der Absicht des Verf.'s eine zusammenfassende Darstellung der Zementfabrikation mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Staate Ohio geben; es ist in erster Linie für Zementtechniker und Chemiker bestimmt, soll aber auch Nichtfachmännern verständlich sein. Der Stoff ist in 9 Kapitel geteilt: I. Allgemeine Bemerkungen über Zement, II. Rohmaterialien, III. deren chemische und physikalische Untersuchung. Es folgt unter IV. die Verarbeitung von Pozzuolan und natürlichen Zementen; V.—IX. ist dem Portlandzement gewidmet. V. Das Wesen des Portlandzementes gibt eine Übersicht über die Theorie, der sich

unter VI. die Vorschriften für die Berechnung der zu brennenden Mischung anschließen; VII. behandelt die Gewinnung und Vorbereitung der Rohmaterialien, VIII. den Brennprozeß und das Mahlen des Klinkers, IX. die Eigenschaften und Prüfung des fertigen Produktes. Ein ausführliches Sachverzeichnis schließt das Buch ab.

Milch.

---

**F. H. Eno:** The Uses of Hydraulic Cements. (Geol. Surv. of Ohio. (4.) Bull. 2. 260 p. 21 Taf. 157 Fig. 1904.)

Der ausschließlich technische Inhalt des Buches ist nach einer kurzen historischen Einleitung eingeteilt in: Anwendung von Zement zu Mörteln, zu Beton (concrete) und zu Eisenbeton (reinforced concrete oder steel concrete). Ein Schlußkapitel beschreibt die zur Herstellung von Mörtel und Beton aus Zement erforderlichen Maschinen und Werkzeuge.

Milch.

---

**P. Krusch:** Die Zusammensetzung der westfälischen Spaltenwässer und ihre Beziehungen zur rezenten Schwerspatbildung. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. -36—39-. 1904.)

Da der Vortragende eine ausführliche Arbeit über den Gegenstand in nahe Aussicht stellt, sei hier nur auf folgende Tatsachen hingewiesen:

Der Baryumgehalt der westfälischen Spaltenwässer ist so gut wie beschränkt auf das Gebiet, in welchem sich zwischen die Kreidedecke und das Prod. Carbon Buntsandstein und Zechstein einschieben.

Auf dem kgl. Steinkohlenbergwerk ver. Gladbeck, das sich durch reichlichen rezenten Absatz von Schwerspat auszeichnet, ließ sich nachweisen, daß die Spaltenwässer im Buntsandstein das Baryum führen, während die Schwefelsäure, die im allgemeinen in allen Schichten des Gebietes in Spalten vorkommt, hauptsächlich den Gesteinen im Liegenden des Buntsandsteins entstammt; erst nach Vereinigung der beiden verschieden zusammengesetzten Spaltenwässer ist Schwerspatbildung möglich. Die Häufigkeit älterer Schwerspatbildung, besonders seine weite Verbreitung nach Süden und seine rezente Bildung nur in der Nähe des Buntsandsteins legt den Schluß nahe, daß zur Zeit der früheren Bildung des Schwerspats auf Querverwerfungen die Buntsandsteindecke weiter nach Süden reichte.

Der Umstand, daß eine Reihe der westfälischen Querverwerfungen im Devon als Erzgänge (Bleiglanz und Zinkblende neben Quarz) entwickelt sind, während sie im Carbon viel Schwerspat und nur untergeordnet Erz und Quarz enthalten, kann sowohl durch primäre Teufenunterschiede (Einwirkung des in verschiedenem Niveau natürlich verschieden hohen Druckes auf die Ausscheidung aus der Lösung), wie auch durch die Annahme erklärt werden, daß im Laufe der geologischen Zeiträume die Spaltenwässer eine Änderung in der Zusammen-

setzung erfahren haben: es hätten sich dann die Erzgänge im Devon darstellenden Teile vor der Zufuhr des Baryums gebildet (vielleicht im Spätcarbon), während das Baryum frühestens zur Buntsandsteinzeit in die Spaltenwässer gelangte.

Milch.

I. G. GÜRICH: Mitteilungen über die Erzlagerstätten des oberschlesischen Muschelkalkes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. -123—127-. 1 Taf. 1904.)

II. R. Michael (und E. Beyschlag): Die oberschlesischen Erzlagerstätten. (Ibid. 56. -127—139-. 1904.)

III. A. Sachs: Die Erzlagerstätten Oberschlesiens. (Ibid. 56. -139—140- u. -269—272-. 1 Taf. 1904.)

IV. E. Beyschlag: Diskussions-Bemerkung. (Ibid. 56. -140-. 1904.)

I. G. GÜRICH unterscheidet ein zentrales und ein peripheres Gebiet der oberschlesischen Erzlagerstätten; in den letzteren erkennt man die Einwirkung der Atmosphärien und des miocänen Meeres. Das Ausgehende der Lagerstätten wurde von den Gewässern verarbeitet (Hornblei von Miechowitz), die Eisenerze über den Rand der Mulde mechanisch hinweggetragen, ein Beweis, daß die peripheren Teile der Erzlagerstätte vor Ablagerung der miocänen Meeresbildungen in Form eines „eisernen Hutes“ vorlagen.

Vortragender berichtet ferner über das Auftreten von Verwerfungs-klüften, angefüllt mit Gangletten und Dolomitbreccien und ohne wesentliche Erzführung auf Jenny-Otto-Grube. Begleitet werden sie von Zerreißungsklüften, die mehr den Charakter von Auswaschungen tragen; sie sind von Erz (vorwiegend Markasit, aber auch mulmiger Bleiglanz) erfüllt. Diese Erzausfüllungen hält Vortragender für nachträgliche Bildungen; in der Tatsache, daß unbeeinflußt von Kluftsystemen auch ärmere Erzmittel verbreitet sind, sieht Vortragender den Beweis für die zuerst von FR. BERNHARDI ausgesprochene und vom Vortragenden vertretene Ansicht von der syngenetischen Natur der Lagerstätte im allgemeinen — nur die Anreicherung längs der Hauptzirkulationskanäle der unterirdischen Wässer erfolgte später, gleichzeitig mit der Kluftbildung.

Ferner lassen sich gewisse Stellen der Erzlagerstätte, in denen Dolomittrümmer eine durch dünne Erzkrusten zementierte Breccie bilden, direkt mit Dolomittrümmernmassen vergleichen, die infolge des Abbaus auf der Jenny-Otto-Grube durch zum Bruche gegangenen Dolomit im Hangenden der abgebauten Lagerstätte entstanden sind; Vortragender nimmt jetzt daher für die Krustenerzpartien, welche die gleiche Struktur aufweisen, sowie für die höher liegenden Bleiglanzplatten, die dort entstanden, wo der Dolomit in Form weitaushaltender Schalen vom Dache sich loslöste, die entsprechende Entstehung an. Die Möglichkeit der mechanischen Zertrümmerung erblickt er in der plasti-

schen Natur der Vitriolletten, die bei tektonischen Störungen mitgeschleppt und in die Klüfte des Sohlensteins hineingepreßt werden, wodurch der Dolomit, dem die Sohle entzogen wird, nachbrechen muß.

Diese Erklärungen gelten für die nachträgliche höhere Erzanreicherung in tektonisch gestörten Bezirken; die körnige Ausbildungsform der Erzkörper und das sporadische Auftreten der Erze im kompakten Dolomit sind beweisend für die syngenetische Natur der Lagerstätte in ihrer ursprünglichen Form. Die Erze leitet Verf. aus dem Metallgehalt des oberschlesischen Carbons her; er nimmt an, daß das Triasmeer das Steinkohlengebirge zerstörte und dessen Metalle löste. Hin und wieder fanden schon Ausscheidungen der Metalle während der Wellenkalkbildung statt. Es bildete sich eine physikalische Grenze (Kante oder Barre) zwischen dem Schaumkalkmeer und dem Dolomitbecken; in diesem vollzog sich diagenetisch die Dolomitisierung der kalkigen Sedimente und gleichzeitig die Ausscheidung der sulfidischen Erze. Hierbei zeigt sich eine Bevorzugung der tonreicheren Partien; die Ausscheidung erfolgte nicht über den mergeligen Partien, wie es die Katagenese verlangen würde und nicht, den Anforderungen der Anagenese entsprechend, in ihrer Sohle, sondern gerade in den mergeligen Partien.

II. Der Bericht über die Untersuchungen von E. BEYSLAG und R. MICHAEL, über die eine ausführliche Abhandlung in Aussicht gestellt wird, beginnt mit einer Übersicht über den geologischen Aufbau der oberschlesischen Platte, so weit er für die Frage nach der Entstehung der Erze von Belang ist. Es wird eine Beuthener Steinkohlenmulde und eine Beuthener Triasmulde unterschieden, die sich in ihrer räumlichen Erstreckung nicht decken. Beide haben bei Beuthen das gleiche westnordwestliche Streichen; die Carbonmulde, die sich aus mehreren kleinen trichterartigen Mulden zusammensetzt, wird wie der Sattel nach Westen scharf durch die Orlsruher Störungszone abgeschnitten. Die Triasmulde verbreitert sich nach NW. bei gleichzeitiger Wendung des Streichens nach Norden zur sogen. Tarnowitz-Peiskretschamer Mulde; ihr regelmäßiger Bau wird durch Verwerfungen erheblich modifiziert — schon die muldenförmige Lagerung der Trias ist eine Folge postjurassischer Gebirgsstörungen und die vollständige Schichtenfolge jüngerer Triasglieder zwischen Tarnowitz und Beuthen ist durch die Entstehung der schmalen Einsenkungsgebiete bedingt. Parallel dem Hauptstreichen dieser Mulden oder richtiger des herzynischen Beuthener und des südnördlichen Tarnowitzer Grabens verlaufen die bei solchen Vorgängen selbstverständlichen Schichtenbrüche und Verwerfungen und die meisten oberschlesischen Verwerfungen überhaupt, die häufig die jüngeren Ablagerungen gegen das Carbon begrenzen. Zusammenfallend mit dem nördlichen Randgebiet des Beuthener Grabens konnte auch im Carbon eine große Störungszone nachgewiesen werden.

Der Bau der Triasgräben ist selbst auf kurze Entfernungen mannigfachem Wechsel unterworfen; auch auf die Verteilung und Entwick-

lung der einzelnen Schichtenglieder haben die Störungen großen Einfluß ausgeübt. Während die Kalke und Dolomite des Röt, die untere Grenze der Trias in diesem Gebiet, ebenso die bisher als tiefster Muschelkalkhorizont aufgefaßten, mit den ersten in engem Zusammenhang stehenden kavernösen Kalke und die Chorzower Kalke (die Welenkalkabteilung des unteren Muschelkalkes) über weite Strecken hin in gleicher Entwicklung ausgebildet sind, trifft man in der nächst jüngeren Schichtengruppe im gleichen Niveau, „selbst in einer angeblich regelmäßig aufgebauten Mulde auf der einen Seite die charakteristischen Bänke der Schaumkalkgruppe, auf der anderen Seite statt ihrer Dolomite“, die ihre Hauptverbreitung im Bentheiner und Tarnowitzer Graben (letzterer der östliche Teil der früheren Tarnowitz-Peiskretschamer Mulde) besitzen.

Die Untersuchung der Grundwasserzirkulation lehrte, daß, entgegen der früheren Annahme, die Zuflüsse stammen aus dem Buntsandstein, die Wasserzirkulation hauptsächlich auf Spalten in den tieferen Schichten der Trias verläuft, zunächst in den Spalten selbst, dann in ihrer Längsrichtung innerhalb der von Spalten durchsetzten durchlässigen oder zerklüfteten Schichten, unabhängig von den geographischen Niederschlagsgebieten, aber vorzugsweise in Versenkungsgebieten, wo heute oberflächlich auch die Dolomite des unteren Muschelkalkes entwickelt sind.

Aus diesen Verhältnissen, aus der scharfen Grenze zwischen Kalk und Dolomit in dem gleichen Horizont, sowie der durch zahlreiche Bohrungen bewiesenen westlichen Grenze der Dolomitausbildung in der Nähe der Orlauer Störungszone folgt, daß die Dolomite durch sekundäre Umwandlung von Muschelkalkschichten, hervorgerufen durch die intensive Grundwasserzirkulation, entstanden sind, die natürlich auf petrographisch verschiedene Gesteine verschieden stark einwirkte. Ein zusammenhängendes Dolomitgebiet besteht nicht, die vorhandenen kleineren Partien sind an Verwerfungen gebundene Schollen.

An diese Dolomitisierung hat sich nun eine zweite und weitere Umbildung des Gesteins angeschlossen, „die erste oder primäre Erzführung ursprünglich geschwefelter Metallverbindungen“, die gleichfalls auf die Grundwasserzirkulation zurückgeführt wird und somit auch auf die tektonischen Störungen als erste Ursache zurückgeht: „Die Gesetzmäßigkeit dieser Störungen enthält gleichzeitig die Gesetze der Dolomitverteilung, der Erzverbreitung und der Grundwasserzirkulation.“

Der Erzkörper bildet keine gleichmäßig verbreitete Schicht, Gebiete starker Anreicherung wechseln mit vollkommen tauben Partien; hingegen bestehen Beziehungen zwischen der Entwicklung der Erzlagerstätten und dem darunter liegenden Carbon. Gestörte Carbongebiete lassen über sich größere Erzanhäufungen voraussetzen, regelmäßig abgelagerte Schichten weisen auf arme oder völlig taube Partien im Deckgebirge hin. Die Erzanreicherungen finden ebenso an den meist nordsüdlich verlaufenden, aus dem Carbon in die Trias setzenden Ver-

werfungen wie an den herzynisch streichenden Randsprüngen statt; diese Verwerfungsspalten sind die Zuführungskanäle für die von unten aufsteigenden Erzlösungen gewesen.

Die obere Erzlage besitzt keine Niveaubeständigkeit und ist nur eine an Sprünge gebundene Gelegenheiterscheinung.

Gesetzmäßigkeit der Erzausscheidungen, Reihenfolge zwischen Bleiglanz, Zinkblende und Markasit, läßt sich nicht ermitteln.

Für den Ursprung der Erzlösungen wird auf den Zusammenhang der Dolomitverbreitung mit dem Vorkommen von produktivem Steinkohlengebirge mit mächtigen Flözen hingewiesen, ferner auf die sehr erhebliche Menge von Erzvorkommnissen im Steinkohlengebirge selbst, die auch hier in kompakten Massen an die Nähe von Spalten gebunden sind; sie scheinen gleichzeitig an die Nähe gewisser dolomitischer Gesteine gebunden zu sein und mit gleichzeitiger Anreicherung von Toneisenstein, bisweilen in abbaubaren Lagen, zusammenzufallen.

Einwirkung der aufsteigenden Lösungen finden sich auch im oberen Muschelkalk und Keuper (nördlich von Tarnowitz).

Diesen primären sulfidischen Lagerstätten stehen die oxydischen Lagerstätten als später entstandene gegenüber. Es wird unterschieden:

1. Der Eiserne Hut, der primäre sulfidische Erzlagerstätten bedeckt und auf den Eisengehalt des Markasits und der Zinkblende zurückgeführt wird.

2. Die oberschlesischen Eisenerzlagerstätten, trichterartige Einsenkungen und Taschen, angefüllt von fluvialem, jung tertiärem Material, welche die anderwärts weggeführten, leicht löslichen Eisenverbindungen enthalten, die Spuren der weitverzweigten Systeme von Rinnsalen und Schluchten, welche die in das Tertiärmeer mündenden Flüsse geschaffen haben. Entsprechend der oberflächlichen Wasserzirkulation jener Zeit finden sie sich weit über das Gebiet der dolomitischen Gebiete hinausgehend.

3. Veränderte Erzvorkommen der besonders erzeichen Randgebiete. Diese Randgebiete erweisen sich noch heute im topographischen Bilde als große Auswaschungen; in ihnen „erfolgte eine weitgehende Oxydation der in den Grundwasserbereich gelangenden geschwefelten Erze, die sich als erdige Zinkcarbonate, als Galmei mit Weißbleierz und Brauneisen nicht nur in den Randzonen anhäuferten und hier das falsche Bild einer Vereinigung von zwei Erzlagen hervorriefen, sondern sich auch auf die benachbarten Kalkgebiete erstreckten und dort als weißer Galmei Schlote und Taschen der Kalksteinoberfläche erfüllten“.

Die nach der hier vertretenen Auffassung der Entstehung der oberschlesischen Erzlagerstätten „durchgeführten neueren Aufschlußarbeiten haben bereits ihre Erfolge gezeitigt“.

III. A. SACHS tritt besonders auf Grund von Beobachtungen des Vorkommens von Bibiella (nordöstlich von Tarnowitz), „welches die Ver-

hältnisse der Beuthener und Tarnowitzer Mulde gleichsam in übersichtlicher Weise zusammengedrängt zeigt“, wie früher R. ALTHANS (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 12. 1891) für die Auffassung der oberschlesischen Erzlagerstätten als Konzentrationsprodukte herab rinnender Sickerwässer ein. Die Dolomitisierung erfolgte gleichzeitig mit und durch die erzhaltigen Lösungswasser; die oxydischen Erze sind nicht Umwandlungsprodukte der Sulfide, sondern „vorwaltend primäre Infiltrationsprodukte“. Die Anreicherung in der Nähe der Klüfte „ist auch durch die Annahme einer Zuführung des Erzgehaltes von obenher erklärbar“: zu ihrer Erklärung kann man neben der hier besonders lebhaften Zirkulation der mit Erzlösungen beladenen Wässer auch „die BERNHARDT'sche Reduktionstheorie (Reduktion der Sulfate zu Sulfiden durch die Entgasungsprodukte der Steinkohlen) mit heranziehen“ (vergl. über die Auffassung des Verf.'s auch Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 40 ff.). Die Tafel enthält zwei von Berginspektor MUSCHALLIK gelieferte Profile durch die Rokoko-Zinkerzgrube.

IV. E. BEYSLAG erklärt, „daß für ihn die Bildung der dortigen Erzlagerstätten durch aus der Tiefe auf Spalten auch durch die Carbonformation aufsteigende Thermalwässer kein Zweifel sei. Das beweise die Mineralführung der Klüfte im Carbon.“ Er weist ferner darauf hin, daß die Frage der Genesis nicht unter Beschränkung auf Oberschlesien zu lösen sei.

Milch.

---

**Ant. Koch:** Die geologischen Verhältnisse des Bergzuges von Rudobánya—Szt. András. (Mathem. u. naturw. Ber. aus Ung. 22. 1904. 13—28. 1 Taf. geol. Profile.)

Dieser Bergzug (in der Nähe von Kaschau nordöstlich von Budapest) ist seiner Eisenerzlager wegen von bergmännischem Interesse. Er bildet den südöstlichen Rand des großen Triaskalk-Plateaus der Komitate Gomör und Abauj-Torna und wird aufgebaut aus Werfener Schiefen, Mergelschiefern und Plattenkalken der unteren, sowie Kalksteinen der mittleren und oberen Trias, an welche am Ostrande des Bergzuges spärliche jungtertiäre Ablagerungen mit Limonitkonkretionen und diluviale Süßwasserkalke und Kalkbréccien angelagert sind, während der Berg Rücken nordwestlich von Szin eine mächtige, ebenfalls dem Diluvium zugezählte Terra rossa-Decke trägt. Im Tale des Bodva-Flusses bei Szalonna werden die Werfener Schichten von Quarzporphyr durchbrochen.

Die Eisenerze, welche besonders bei Rudobánya und Felső-Telekes großartig entwickelt und aufgeschlossen sind, setzen in den Mergelschiefern und dunkelgrauen Plattenkalken der unteren Trias auf, mit welchen sie konkordant nach 2<sup>h</sup> streichen und steil bald nach SO., bald nach NW. einfallen. Da sie jedoch hauptsächlich entlang von Längsverwerfungsspalten des Gebirgszuges vorkommen, dürften sie nicht gleichalterig mit den sie einschließenden Triaskalken, sondern erst im jüngeren Tertiär nach der

Auffaltung des Karpathensystems durch Umwandlung der Kalksteine entstanden sein. Diese Metamorphose dürfte durch eisenbicarbonathaltige Thermen, die auf den Bruchlinien empordringen, bewirkt worden sein. Demgemäß wären die Eisenerzlagerstätten des Rudobánya—Szt. András Bergzuges als metamorphe Lager oder Stöcke aufzufassen. [Auf die anscheinend sehr vollkommene Übereinstimmung dieser ungarischen mit den Eisenerzlagerstätten von Vareš in Bosnien — vergl. dies. Jahrb. 1901. I. - 428 - — sei besonders hingewiesen. Ref.]

Katzer.

G. de Angelis d'Ossat: Sulle condizioni sfavorevoli per i pozzi artesiani tra Roma ed i Colli Laziali. (Atti R. Accad. d. Lincei. (5.) Rendic. Cl. sc. fis., mat. e nat. 13. 6. Nov. 1904. 394—402. Mit 6 Fig. im Text.)

Es wird dargetan, wie nach den gesamten geologischen Verhältnissen es sehr unwahrscheinlich ist, zwischen Rom und den Monti Laziali durch eine Bohrung, selbst bis auf die marinen Mergel hinab, artesisches Wasser zu erschließen. Der einzige Wasserhorizont befindet sich in den roten Pozzolanen, nahe der unteren Grenze der vulkanischen Serie, liefert aber keine über Tag tretende Quellen.

Deecke.

A. Piutti e L. d'Emilio: Analisi dell' acqua Apollo delle Sorgenti di Agnano. (Rendic. Accad. d. sc. fis. e mat. Napoli. (3.) 10. fasc. 5—7. 1904. 91—108.)

Eine eventuell als Trink- und Tafelwasser geeignete alkalische kohlen säurehaltige, Acqua Apollo genannte Therme des Agnano-Krater ist chemisch untersucht. Sie entspringt bei S. Germano, hat 20,7° Wärme, enthält freie und gebundene CO<sub>2</sub>, ferner Schwefelsäure, Spuren von Bor- und Phosphorsäure, vor allem aber Natron und Kali, neben Magnesia, Kalk und Kieselsäure. Chemisch steht sie dem Apollinaris-Brunnen nahe.

Deecke.

P. Pantanelli: Di un pozzo artesiano nella pianura fra Viareggio e Pietrasanta. (Proc. verb. Soc. Tosc. Scienze Nat. Pisa. 13. März 1904. 14. No. 3. 68—70.)

Bei einem Wärterhause zwischen Viareggio und Pietrasanta auf der Eisenbahnlinie Pisa—Spezia ist eine 70 m tiefe Bohrung gemacht, die etwa 3 km vom Meer entfernt liegt. Unter aufgeschüttetem Boden, Torf und einer bis 24 m reichenden Reihe mariner Sande sind über 40 m Schichten von litoralem, lagunenartigem Charakter angetroffen. Dies kann nur so erklärt werden, daß seit langem an dieser Küste eine Senkung vor sich geht, gerade so rasch, daß vom Lande her der Fehlbetrag im allgemeinen gedeckt wurde durch Flußanschwellung. Gelegentlich stieg die Senkungsgeschwindigkeit, weshalb sich oben die marinen Bildungen einschieben.

Deecke.



## Experimentelle Geologie.

**G. Spezia:** Contribuzioni sperimentali alla cristallogenesi del Quarzo. (Atti R. Accad. d. scienze. 41. Torino 1905. 10 p. u. 1 Taf.)

Verf. hat in seinem Apparate für hohe Temperatur und Druck Bruchstücke von Quarz mit einer Lösung von Natriumsilikat zusammengebracht, und zwar so, daß sich einige zerbrochene Kristalle dort befanden, wo ein Absatz von Kieselsäure aus der Lösung stattfindet. Dabei hat sich herausgestellt, daß bei langsamem Wachsen sich beide Rhomboeder ausbilden unter Verdrängung künstlicher Basisflächen, daß bei raschem Wachstum langnadelige Kristalle mit nur einem Rhomboeder am freien Ende entstehen. Das gibt Aufschluß über die genetischen Unterschiede der säulenförmigen Gangquarze oder Bergkristalle und der bipyramidalen Porphyr- und Marmorquarze. Deecke.

**F. Loewinson-Lessing:** Nötiz über die Umformung von Kristallen unter Druck. (Verh. d. kaiserl. russ. mineral. Gesellsch. zu St. Petersburg. (2.) 43. Mit 1 Taf. 1905.)

Bezugnehmend auf die Arbeit von RINNE: „Plastische Umformung von Steinsalz und Sylvin unter allseitigem Druck“ (dies. Jahrb. 1904. I. 114—122) will LOEWINSON-LESSING feststellen, daß er schon früher in den Jahren 1894—1896 mit den gleichen Methoden Experimente über die Einwirkung hoher Drucke auf Mineralien und Gesteine angestellt, aber inzwischen nicht weitergeführt hatte. Er hatte die Mineralien ursprünglich einem allseitig gleichmäßigen Drucke unterworfen, ging jedoch schon nach den ersten Versuchen zur Methode von KICK über, mit allseitigem, aber ungleichmäßigem Drucke zu arbeiten. Steinsalz erwies sich hierbei als völlig plastisch, Gips als halbplastisch durch Auftreten von Gleitungen, die sich z. B. an einem an beiden Enden der Vertikalachse senkrecht zu dieser angeschliffenen Kristalle, der in der Richtung dieser Achse gepreßt wurde, als Wulst in der Mitte des Kristalls zeigten. Dieser Wulst setzt sich aus neuen schmalen Flächen zusammen, die eine Reihe ein- und auspringender Kantenwinkel bilden und wahrscheinlich Pyramidenflächen entsprechen. Kalkspat ergab bei Druck in der Richtung der optischen Achse Druckzwillinge oder Staffelferworfungen parallel einer Rhomboederfläche. Versuche mit Kugeln von feinkörnigem Marmor zeigten, daß sich dieselben zu Ellipsoiden umformen ließen, die infolge des Fortbestehens der Kohärenz den Eindruck einer plastischen Umformung erweckten; in Wirklichkeit aber war der Marmor völlig und ganz gleichmäßig zermalm. Auf diese Weise können einheitlich zusammengesetzte Gesteine, wie Marmor, Kalkstein und Tonschiefer das Bild einer bruchlosen Umformung im festen Zustande zeigen, wenn nämlich durch Umkristallisierung nach der Deformation die Zermalmung wieder verdeckt wird. — Das Verhalten der Mineralien unter Druck ist nach Meinung LOEWINSON-LESSING's schon so

weit erforscht, daß man mit ihnen zu quantitativen Versuchen über die zu einer bestimmten Deformation erforderliche Kraft übergehen kann, während für die bisher noch wenig untersuchten Gesteine dem Zeitfaktor, d. h. einem möglichst langsam und lang wirkenden Drucke, eine große Bedeutung beizumessen ist.

Die Resultate LOEWINSON-LESSING's stimmen im wesentlichen mit den Untersuchungen RINNE's (s. auch dies. Jahrb. 1903. I. 160) überein, doch sind die letzteren bei weitem ausführlicher und gestatten mehr Schlußfolgerungen auf die wichtige Frage der Umformung von Gesteinen durch Gebirgsdruck.

Ernst Maier.

## Geologische Karten.

J. E. HIBSCH: Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt XI: Kostenblatt—Milleschau nebst Erläuterungen. (Min. u. petr. Mitt. 24. 249—296. 1905.)

Als eine Äußerung der großen cretaceischen Transgression erscheinen in dem Gebiet klippenartig aufragende Grundgebirgsteile, die von cenomanen Sandsteinen als ältestem Sedimente umsäumt werden. Da diese keinerlei Brüche zeigen, so sind die Klippen lediglich als erhabene Teile des in vorcretaceischer Zeit entstandenen Reliefs und nicht etwa als durch spätere Vorgänge geschaffen zu erklären. Die Klippen erreichen eine Höhe bis zu 470 m.

Die obere Kreide wurde dann von Eruptivmassen — vermutlich zur Zeit des Oligocäns — durchbrochen und bedeckt. Im jüngsten Tertiär und Diluvium erfolgten, besonders im Südosten des Kartenblattes, starke Abtragungen der Eruptivdecken und Sedimente.

Die reichhaltigsten Basalteruptionen erscheinen auf einer großen Verwerfungsspalte, die sich in fast nordöstlicher Richtung durch das Kartenblatt zieht und entlang der die westlich gelegene Gebietshälfte — ungefähr gleichzeitig mit dem Spaltenaufbruch und dem Empordringen des Magmas — um etwa 100 m eingesunken ist. Die zahlreichen basaltischen Schlotausfüllungen erscheinen unabhängig von Verwerfungsspalten, d. h. solchen an der Erdoberfläche, es ist jedoch anzunehmen, daß die Eruptivmassen Brüchen im Grundgebirge gefolgt und schließlich die darüberliegende dünne Sedimentdecke durchschlagen haben.

Der Gneis ist ein zweiglimmeriger Granitgneis. Das klippenförmig auftretende Gestein stellt Teile des längs der großen süderzgebirgischen Bruchzone abgesunkenen und zerstückelten Südflügels des variscischen Faltengebirges dar. Die geologische Gliederung des Grundgebirges und der darauf folgenden Schichten läßt sich folgendermaßen darstellen:

### I. Grundgebirge.

Klippen von Gneis.

### II. Obere Kreideformation.

1. Sandsteine nächst der Modlkapelle (Alter nicht genau bestimmbar).

2. Cenoman. (Am Galgenberge nördlich Milleschau.)

Sandsteine in Form von Klippenfazies mit *Ostrea carinata*.

3. Oberturon.

- a) Kalkmergel (Pläner) der Stufe *Scaphites Geinitzi* und des *Spondylus spinosus*.
- b) Tonmergel der Stufe des *Inoceramus Cuvieri*.

III. Tertiärformation.

- 1. Mittel- und Unteroligocän — 90 m mächtig.  
Lettenartige Tone und Sande. Quarzitblöcke. Schwache Braunkohlenflöze.
- 2. Oberoligocän — 170 m mächtig.
  - α. Ältere Phonolithe.
  - β. Basalte und Basalttuffe.
  - γ. Basanite.
  - δ. Trachydolerite.
  - ε. ? Jüngere Phonolithe (?).
- 3. Miocän?  
Süßwasserkalk vom Toten Berge.

IV. Diluvium.

Gehängelehm.

V. Alluvium.

Während die cretaceischen Sedimente innerhalb des Kartenblattes im allgemeinen horizontal liegen, wurden am Donnersberge die *Cuvieri*-Mergel durch das aufquellende Phonolithmagma lakkolithartig aufgewölbt.

Die meisten Eruptivkörper bestehen aus Feldspatbasalt und Leucitbasanit, die in Form von Decken und Schlotausfüllungen auftreten und so einerseits, zusammen mit den Sedimenten, tafelförmige Berge, andererseits Kuppen bilden. Die Phonolithe erscheinen als Dome oder Kegel, z. T. von beträchtlicher Größe, wie der höchste Gipfel des Gebirges, der 835 m hohe Donnersberg (Milleschauer). Die basaltisch-basanitischen Tuffe sind teils Aschen-, teils Sand-, teils Brockentuffe. Ihre Bestandteile sind sehr mannigfaltig. Besonders interessant sind die Sandtuffe von Luckow und Kostenblatt, die zusammen mit den porphyrischen Leucitbasalten, bezw. den daraus hervorgehenden Leucitbasaniten die bekannten schönen großen Hornblendekristalle geliefert haben.

Eine Aufzählung der Mineralvorkommen des Gebietes beschließt die Erläuterungen. Zum Schlusse seien die daselbst mitgeteilten neuen Analysen (HANUSCH) hier angeführt.

	I.	II.	III.
	Scaphitenpläner bei Milleschau	<i>Cuvieri</i> -Pläner	
		zwischen Milleschau und Palitsch	zwischen Kostenblatt und Radowesitz
Feuchtigkeit . . .	0,62	1,03	0,45
Ton . . . . .	8,19	31,50	31,25 in HCl unlöslich
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> u. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .	0,84	1,30	1,00
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	89,10	65,18	66,16
MgCO <sub>3</sub> . . . . .	0,65	0,42	0,38
H <sub>2</sub> O gebunden .	0,37	0,57	0,79
Summe . . .	99,77	100,00	100,03

	IV. Hornblende von Lukow	V. Basalt. Trachy- dolerit südlich Luckow	VI. Phonolith des Donnersberges	VII. Porph. Phono- lith von der Hohen Riese
SiO <sub>2</sub> . . . .	39,60	42,14	55,79	54,05
TiO <sub>2</sub> . . . .	2,50	2,86	0,00	0,00
SO <sub>3</sub> . . . .	—	0,00	0,00	0,48
Cl . . . . .	—	0,27	0,12	0,25
Fl . . . . .	0,10	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	—	0,51	0,11	0,00
CO <sub>2</sub> . . . .	—	0,62	0,43	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	18,51	13,13	19,53	21,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	5,50	3,49	2,07	0,41
FeO . . . . .	2,26	7,97	2,13	3,90
MnO . . . . .	0,74	3,41	0,51	1,91
CaO . . . . .	12,57	12,13	3,68	2,80
MgO . . . . .	14,11	4,74	0,40	0,86
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,87	2,89	5,01	4,18
Na <sub>2</sub> O . . . .	2,58	4,78	7,39	9,67
H <sub>2</sub> O geb. . . .	0,26	0,98	2,72	1,03
H <sub>2</sub> O hygrosk. .	0,07	—	—	0,33
Summe . . . .	100,67	99,92	99,89	100,96
Spez. Gew. . .	—	2,916—2,927	2,529	2,630

Karl Walther.

Geologische Karte der Schweiz mit Zugrundelegung der DUFOUR'schen Karte der Schweiz in 25 Blättern 1:100000. Blatt XVI. (Genève—Lausanne.) 2. Aufl. Révision et levés géol. nouveaux du Jura et du Plateau tertiaire et quaternaire sur les deux rives du Léman par H. SCHARDT. Les Alpes du Chablais d'après la carte géol. française de E. RENEVIER et M. LUGEON.

In seiner Gesamterscheinung unterscheidet sich die zweite Auflage des Blattes Genf—Lausanne der geologischen DUFOUR-Karte durch frischere Farbentöne vorteilhaft von der ersten Ausgabe. Bei einer Prüfung der Einzelheiten erkennt man überall eine Fülle wichtiger Verbesserungen in der geologischen Darstellung, die den Neuherausgebern zu danken ist. Die Zahl der ausgeschiedenen Stufen hat sich bedeutend vermehrt. Im Jura ist nicht nur die auf den neueren Forschungen beruhende Trennung der einzelnen Abteilungen des Doggers und unteren Malms, sondern auch die Auflösung des alten „Neocom“ in Valangien und Hauterivien durchgeführt. Neu aufgefunden sind einige streichende Störungen in den Jura Ketten, sowie das Aquitan im Valsérine-Tal.

Die größte Veränderung zeigt das Gebiet des Chablais, von dem ein gutes Stück auf die Karte fällt. Wer das Studium der alpinen Geologie

in einer Zeit begonnen hat, in der LUGÉON's Arbeit über die Chablaisbreccie schon erschienen war, sieht mit Staunen auf der ersten Auflage Trias, Lias, Dogger, Malm, Couches rouges, Flysch und Chablaisbreccie als Lias angegeben. Die Darstellung des Chablais auf Blatt XVI ist um so wertvoller, als dasselbe mit seiner, dem internationalen Schema ähnlichen Farbenwahl und mit der deutlichen Eintragung der Überschiebungslinien die interessanten geologischen Verhältnisse dieser Gegend in viel klarerer Weise hervortreten läßt als die Blätter „Thonon“ und „Annecy“ der französischen Karte 1:80 000.

Der Karte ist — zum erstenmal bei den schweizerischen Karten im Maßstab 1:100 000 — ein Heftchen Erläuterungen beigelegt, das eine gedrängte Übersicht namentlich über die Stratigraphie gibt. Man muß sich wundern, daß die schweizerische geologische Kommission diesem Heft nicht eine besondere Paginierung bewilligt hat, sondern es als Separatum aus den *Eclogae geologicae Helvetiae* behandelt und mit Seite 81 beginnen läßt.

Otto Wilckens.

---

C. Regelmänn: Geologische Übersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten. Stuttgart. Herausgegeben v. Statist. Landesamt. 1. Aufl. 1905; 2. Aufl. 1906.

Eine Karte, die in einem halben Jahre eine neue Auflage erlebt, bedarf keiner lobenden Empfehlung. Sicher war es ein glücklicher Griff, das seit langen Jahren in Geologenkreisen beliebte Blatt weiter nach Westen auszudehnen. Es ist dadurch ein Bild von starker Wirkung geschaffen, dessen Kolorierung so klar gehalten ist, daß selbst im größeren Hörsaal mit Erfolg auf dieses Kunstwerk kartographischer Kleinarbeit verwiesen werden kann.

Nun sind allerdings gerade mit Rücksicht auf die bestmögliche Ausgestaltung auch die Bedenken nicht zu unterdrücken. Die tektonischen Züge sind lokal so kräftig unterstrichen, daß sie allzu suggestiv wirken. Das Kartenbild bekommt dort etwas Tendenziöses; es ist nicht nur Text, sondern Interpretation, und da lauten die Lesarten hier und da verschieden. Wenn man die der Ausgabe von 1905, die auf dem Tübinger Geologentage zur Verteilung kam, unmittelbar gefolgte Neuauflage vergleicht, wird man vielleicht den Eindruck bekommen, daß der Redaktor der Karte sich allzusehr beeilt, den modernen geologischen Anschauungen gerecht zu werden. Der Wandel prägt sich z. B. in dem der Karte beigegebenen Profil aus, wo in der Südostecke verschiedene Schubmassen zum Schwimmen gebracht sind. Für die Historie der Geologie ist es allerdings wertvoll, auch solche Karten im Archiv zu haben, die infolge zahlreicher Auflagen den Wechsel der geologischen Auffassungen reflektorisch widerspiegeln.

Ganz eigenartig ist die Veränderung, welche das Ries im Jahre 1906 erlitten hat; das Bild erinnert fast an die Bastionen einer Grenzfeste. Die geschlossen ringförmige Überschiebung nach außen übertrifft an

Kühnheit jede pli en champignon. Ich habe wiederholt darauf hingewiesen und so viel ich weiß, ist es auch die Meinung maßgebender Riesforscher, daß es sich um Einzelverschiebungen handelt; vielleicht wird das Bild später wieder anders.

In Schwaben könnten noch hier und da einige Verwerfungen eingetragen sein, die schon seit längerer Zeit bekannt sind, so z. B. die sehr charakteristische Seebronn—Eutingen; man kann aber auch damit warten, bis noch mehr derselben registriert sind. Jedenfalls wird in einiger Zeit die Differenz gegen Hessen und Elsaß nicht mehr allzugroß sein, selbst nicht im Jura, dem Schutzgebiet der embryonalen Vulkane.

Einzelne Wünsche wären, daß in Zukunft der über den Kössener Schichten liegende Kalk nicht Dachsteinkalk schlechthin, sondern oberer Dachsteinkalk genannt wird; daß der fürchterliche, von Bayern importierte Ausdruck Novär verschwindet.

Vielleicht darf man in späterer Zeit auch wieder daran zweifeln, daß der oberschwäbische und oberrheinische Löß interglazial ist; es ist ein Vorzug der Wissenschaft, daß sie sich selbst korrigiert und daß man seine subjektive Ansicht zurückstellen kann, auch die über  $q_1$ ,  $q_4$  und  $q_7$ . Beim Tertiär ist zu erinnern, daß das wichtige Vorkommen von marinem Tertiär bei Winterlingen—Harthausen fortgelassen ist; es sollten auch einige Bohnerzvorkommen wie Frohnstetten und die Tübinger Alb (allerdings nicht eocän!) mit mindestens demselben Recht markiert werden wie die vielen einzelnen Basalttuffe des Uracher Gebiets. Man würde solche kleinen Unterlassungen nicht aufzuführen brauchen, wenn nicht die geologische Karte von Württemberg der Ausgangspunkt der Publikation wäre und es immerhin befremdlich ist, daß gerade hier eine Lückenhaftigkeit zu spüren ist, die nicht auf der force majeure unserer Unkenntnis beruht, während z. B. das Bild der Mädelergabel so liebevoll durchgeführt wurde.

Die Legende, die den Rand der Karte einnimmt, ist in ihrer Ausführlichkeit ein kleines Lehrbuch; wir wollen mit dem Autor nicht rechten z. B. über die Parallelisierung der schwäbischen und der schweizerischen Juragliederung, obwohl es da einiges zu präzisieren gäbe. Die *Sowerby*-Bank zum Typus des Bajocien zu erheben, ist weder historisch berechtigt, noch praktisch. Ein großer Teil des weißen Jura  $\delta$  ist zur Zone des *H. eudoxus* gehörig, also höheres Kimmeridgien.

Zum Schluß aber ein dringender Wunsch. Den Geologen gehen die politischen Grenzen gar nichts an. Die derbe Signatur, die für diese festgehalten ist, wirkt sehr störend, z. B. am Riesrand, wo man mühsam zwischen Überschiebungs-, Verwerfungs- und Grenz-Signatur unterscheiden muß. Ganz unangenehm macht sich die in der Verlängerung der Schramberger Dislokationen verlaufende Grenze zwischen Württemberg und Baden geltend: Der partikularistische Abschluß Württembergs ist um so weniger nötig, als Bayern und Österreich am Bodensee schrankenlos verschmelzen, und auch zwischen Baden und der Schweiz die Grenze beseitigt ist. Wohl aber schnürt ein häßlicher Grenzkordon den Hohentwiel zusammen.

---

E. Koken.

## Topographische Geologie.

H. Stille: Über präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Egge-Gebirges. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1902. 23. 295—322. Taf. 16, 17. 5 Textfig.)

Am Ostrande der westfälischen Kreidemulde, am Egge-Gebirge, tritt im Liegenden der Kreide ein vielfacher Wechsel von Schichten auf, wobei nach Süden das Liegende im allgemeinen von immer älter werdenden Schichten gebildet wird. Mehrfach steht dieser Wechsel mit Dislokationen im Zusammenhang, die vor Ablagerung des Neocoms eingetreten sein müssen und deren Richtung etwa OSO.—WNW. geht. Von besonderem Interesse ist eine bei Borlinghausen unter dem ungestörten Neocomsandstein verschwindende Abbruchzone, nördlich deren Gipskeuper und Lias, südlich deren Wellenkalk und Buntsandstein seine Basis bilden. Durch günstige Aufschlüsse ließ sie sich auch 5 km westlich des Kreiderandes bei Bühlheim feststellen; sie entstand demnach, ehe der Neocomsandstein abgelagert wurde. Bei Neuenheerse tritt ein zwischen Angulatschichten und Rhät aufsetzender Bruch nördlich der dortigen Ziegelei an den flach gelagerten Neocomsandstein heran, ohne ihn zu verwerfen, und setzt unter ihm zur nördlichen Böschung des Bahneinschnitts fort. Am Nethelberge bei Altenbeken und auf der Klusweide bei Driburg verwirft zwar ein Teil des in der Trias aufsetzenden Bruchsystems auch die sie überlagernde Unterkreide, doch ist das Ausmaß der Störungen in jener bedeutend größer als in der Kreide.

Demnach müssen, da der Neocomsandstein des Egge-Gebirges auf annähernd ebenem Untergrunde zur Ablagerung gekommen ist, zwischen den präcretaceischen Schichtenverschiebungen und der Entstehungszeit des Sandsteins Abrasionen großen Maßstabes eingetreten sein, die die durch die präcretaceischen Abbrüche geschaffenen Höhendifferenzen der Oberfläche ausglich und dabei Schichtenmächtigkeiten von Hunderten von Metern abtrugen. Diese Brüche sind jünger als der mittlere Lias, der bei der Teutoniahütte bei Borlinghausen auftritt, und älter als der Neocomsandstein. Immerhin liegt die Annahme nahe, daß sie in der Zeit entstanden sein mögen, in der in anderen Teilen des norddeutschen mesozoischen Gebirgslandes ausgedehnte Strandverschiebungen und Transgressionen, also Erscheinungen, die mit Bewegungen in der Erdkrinde zusammenhängen dürften, eingetreten sind, nämlich in der Zeit des jüngsten Jura oder der ältesten Kreide.

Joh. Böhm.

H. Stille: Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1905. 167—169.)

—: Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1905. 26. 103—125. 6 Textfig.)

Gelegentlich der städtischen Kanalisationsanlagen wurden in Bielefeld unter Diluvium Serpulitschichten erschlossen, welche tauben- bis hühnereigroße Gerölle von Trochitenkalk, vereinzelt auch solche des Jura und Keupers führen. Da in der Umgebung der Stadt und nordwärts davon die triadischen und jurassischen Horizonte ohne Unterbrechung aufeinanderfolgen und es sehr unwahrscheinlich ist, daß daselbst Muschelkalk klippen- oder horstartig hervorragte, so müssen die Gerölle aus dem südlich Bielefeld, heute von der westfälischen Kreidemulde eingenommenen Gebiete stammen. Zu ihrem Transporte ist Gefälle nötig, und so muß dieses Gebiet gegenüber dem nördlichen höher gelegen haben. Die Differenz der Höhenlage des Muschelkalkes in den beiden Terrains dürfte, gemessen an der Gesamtmächtigkeit der bei Bielefeld über ihm gelegenen Schichten, über 1000 m betragen haben.

Verf. hat bereits an anderer Stelle (s. vorhergehendes Referat) auf das Auftreten einer Abbruchzone älterer Formationen unter dem ungestörten Neocomsandstein des südlichsten Egge-Gebirges hingewiesen. Dieser Borlinghauser präcretaceische Abbruch, durch den, wie aus Tiefbohrungen hervorgeht, die unter der Kreidedecke vorhandenen, von Ost nach West immer älter werdenden, schließlich paläozoischen Schichten abgeschnitten werden, setzt in nordwestlicher Richtung parallel dem heutigen nördlichen Teutoburger Walde mit zunehmender Sprunghöhe fort und bedingt gegen Schluß des Oberen Weißen Jura vor Ablagerung des Serpulits, die Scheidung eines gesunkenen nördlichen und eines gehobenen südlichen Gebietes. Damit ergab sich die Möglichkeit zur Abtragung jurassischer und triadischer Schichtenkomplexe des Südgebietes, deren erste Spur uns in den Serpulitkonglomeraten von Bielefeld entgegentritt.

Daß zu der Zeit in dem „gesunkenen“ Nordgebiet, wie auch sonst weithin in Norddeutschland, in England, einzelnen Teilen Frankreichs und im Schweizer Jura, allmählich eine Aussüßung des Jurameeres erfolgte, die in den Brackwasserbildungen des obersten Jura und den limnischen des Wealden ihren Ausdruck findet, ist wohl so zu erklären, daß die Senkung nur eine relative gegenüber dem Südgebiete in dem Sinne war, daß beide Gebiete gegenüber der Wasserbedeckung eine relative Hebung erfuhren, deren Ausmaß im nördlichen über 1000 m geringer war als im südlichen.

In das südliche Terrain griff in der Gegend des Egge-Gebirges das Untere Kreidemeer ein, worauf eine kurze Periode negativer Strandverschiebung erfolgte. Alsdann drang das Meer zur Cenomanzeit wieder nach Süden vor, und während das ununterbrochen vom Meer bedeckt gewesene Nordgebiet, mit Ausnahme des nordwestlichsten Teiles des Teutoburger Waldes, eine lückenlose Schichtenfolge und konkordante Lagerungsform darbietet, bietet das Südgebiet das entgegengesetzte Bild.

Die einzelnen Phasen in der Wiederüberflutung des durch die jungjurassischen Dislokationsvorgänge der Wasserbedeckung entzogenen Terrains erhalten durch eine Einteilung des Teutoburger Waldes nach den Lagerungsformen von Neocom und Cenoman in vier sich von Norden nach Süden folgenden Zonen einen gewissen Ausdruck:



I. Zone der gleichförmigen Lagerung von Neocom und Cenoman (keine Schichtlücken im Liegenden beider). Sie umfaßt den ganzen nördlichen Teil des Teutoburger Waldes bis über Örlinghausen und nahe an Detmold heran.

II. Zone ungleichförmiger Lagerung des Neocom und gleichförmiger des Cenoman (Schichtlücke im Liegenden des Neocom, keine in dem des Cenoman). Ihr gehört das südlich bis etwa Altenbeken folgende Gebiet an und das Cenoman gelangte, übergreifend über Zone II und III, bis in Zone IV.

III. Zone ungleichförmiger Lagerung von Neocom und Cenoman (Schichtlücken im Liegenden beider). Es ging hier eine teilweise Zerstörung der vorher abgelagerten Kreidebildungen der Cenomanablagerung voraus. Das Neocom überdeckt abwechselnd Jura und Trias, das Cenoman liegt auf verschiedenen Gliedern der Unteren Kreide. Hierher gehören das Egge-Gebirge und die Kreideschollen von Kühlsen östlich dieses Gebirges.

IV. Zone des Fehlens der Unteren Kreide und ungleichförmiger Lagerung des Cenoman. Ihr gehört das äußerste Südende des Egge-Gebirges an, das Cenoman liegt unmittelbar auf Buntsandstein.

Diese Zonen sind nicht auf den Teutoburger Wald beschränkt, sondern wenigstens drei derselben lassen sich auf die gesamten übrigen Vorkommnisse des hannoversch-westfälischen Berglandes ausdehnen. Hinsichtlich dieser Ausführungen sei auf die Arbeit des Verf. und das beigegefügte Kärtchen hingewiesen.

Auch nach Überflutung des gesamten Terrains klingt der Gegensatz eines südlichen höheren und eines nördlichen tieferen Gebietes in der faziellen Entwicklung einzelner Plänerhorizonte nach, verschwächt sich dabei aber immer mehr.

Joh. Böhm.

---

G. Steinmann: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II.: Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. (Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. 16. (1905.) 50 p.)

Die Annahme einer einheitlichen Glarner Überschiebungsdecke wird den Tatsachen viel besser gerecht als die alte Theorie der „Glarner Doppelfalte“, die jetzt wohl endgültig begraben sein dürfte. Ist die Glarner Schubmasse wurzellos, so muß auch alles, was auf ihr liegt, wurzellos und von Süden hergeschoben sein. Wie die Glarner so finden auch die Freiburger Alpen samt den Klippen der Nordschweiz ihre beste Erklärung durch die Theorie der von Süden hergeschobenen Decken, der Verf. sich anschließt. Sie stammt von SCHARDT und muß daher nach ihm benannt werden.

Die Freiburger Alpen sind eine wurzellose, von Süden gekommene Schubmasse. JACCARD, der das so instruktive Gebiet der Hornfluh kartiert hat, übersah, daß die Decke der Breccie nicht die höchste Decke der Vor-alpen ist, sondern daß darüber noch eine weitere liegt, deren wichtigste Elemente Spilit und Radiolaritkalk des Malms sind. Man findet diese auf

dem Flysch zwischen den großen Breccienzügen zu beiden Seiten der Kleinen Simme. Dieser Flysch ist ebenso wie gewisse Couches rouges das Hangende der Breccie und nicht, wie JACCARD und LUGEON angenommen haben, das Liegende.

SCHARDT hat den Rhätikon für die direkte Fortsetzung der Chablais-Klippenzone erklärt. Wir wissen von den Ostalpen mangels guter Karten noch wenig; aber gerade im Grenzgebiet gegen die Westalpen sind in neuerer Zeit mehrere genaue Untersuchungen gemacht und Verf. prüft nun hier, in dem ihm auch persönlich besonders gut bekannten Graubünden, die Anwendbarkeit der SCHARDT'schen Überfaltungstheorie auf die Ostalpen.

In Bünden lassen sich drei Faziesgebiete unterscheiden:

1. das der Bündner Schiefer (anscheinend die Fortsetzung der Glarner Decke gegen Osten, vielleicht aber eine nächst höhere Deckenverzweigung),
2. das der vindelicischen Fazies, ein schmaler, hier und da, namentlich im Plessurgebirge, verbreiteter Gürtel im Norden und Osten der Bündner Schiefer, für den das Auftreten ophiolithischer Eruptiva besonders charakteristisch ist,

3. das ostalpine Faziesgebiet.

Die Grenzen dieser drei Regionen sind große Überschiebungsflächen. Starke tektonische Störungen machen sich auch ganz besonders in der vindelicischen Zone bemerkbar, weshalb Verf. sie „Aufbruchzone“ genannt hatte. Man dachte sich früher das Schieferland des Prättigaus von SSO., SO., O., NO. und O. her überschoben. Es ist LUGEON's Verdienst, den Unterschied zwischen der regionalen und der lokalen Tektonik ins rechte Licht gerückt zu haben. Wirklich verständlich wird die Tektonik dieses Gebietes nur durch die Annahme, daß auch hier Deckenbau herrscht und daß diese Decken aus Süden gekommen sind. Erst so wird das sporadische Vorkommen der Aufbruchzone am N.-Rand des Rhätikons und der Lechtaler Alpen verständlich, wenn man sie nämlich als ausgedünnten Stirnrand einer unter dem Rhätikon durchziehenden Decke betrachtet. Auch für das Unterengadin besitzt die neue Theorie den Vorzug vor der alten. Die dortigen Bündner Schiefer stimmen mit denen des westlichen Bündens überein und die Verbindung zwischen beiden kann man sich nach dem jetzigen Stande unseres Wissens nur unter dem Silvretta-Massiv hindurch denken.

Die Decken des Chablais und der Freiburger Alpen bezeichnet Verf. mit folgenden Namen:

1. Freiburger Decke (= Zone externe und Zone des cols (SCHARDT) oder Zone bordière und Zone interne (LUGEON)).
2. Klippendecke (= Préalpes médianes).
3. Brecciendecke.

Aus der SCHARDT'schen Theorie folgt, daß zwischen West- und Ostalpen keine prinzipielle Grenze existiert. Nach SCHARDT und LUGEON setzt sich die Klippendecke im Falknis, die Brecciendecke im Rhätikon fort. Letztere Annahme ist unrichtig; die Fazies der Brecciendecke und des Rhätikons sind absolut verschieden. Die Klippendecke ist im Falknis

faziell anders ausgebildet als im Chablaisgebiet: Lias und Dogger fehlen, und der Malm erscheint in der Form der Falknisbreccie, in der (zum Unterschied von der Chaiblaisbreccie) auch kristalline Gesteine (namentlich „Juliergranite“) als Komponenten auftreten. Der Malmkalk der Klippe des Berglittensteins zeigt einen Übergang zwischen dieser Ausbildung und derjenigen in den Préalpes médianes. Die untere Kreide, die im Westen als mächtige graue Mergelkalke ausgebildet ist, erscheint am Falknis ebenfalls in litoraler Fazies, als Tristelbreccie. Der Zug Kirchlispitzen—Drusenfluh—Sulzfluh besteht vorwiegend aus koralligenem Tithonkalk und Couches rouges, also (wie die Gr. Mythe) aus Gesteinen der südlichen Zone der Klippendecke. Beide Zonen, die nördliche mit Falknisbreccie, die südliche mit Pretschkalk, lassen sich bis ins Plessurgebirge verfolgen. In Schams wird die erstere durch die Taspinitbreccie, die letztere wahrscheinlich durch die reinen Kalke und Marmore vertreten. Die Klippendecke weicht anscheinend unter Silvretta- und Pische-Massiv nach Süden zurück; im Fenster des Unterengadins erscheint sie nicht mehr.

Dasselbe ist mit der Brecciendecke der Fall, die in der „Aufbruchzone“ durch Breccien vertreten ist, die der Chaiblais-Hornfluhbreccie völlig gleichen.

Darüber folgt die vom Verf. in den Freiburger Alpen konstatierte, durch Radiolarit und basische Eruptiva ausgezeichnete „rhätische Decke“, die in den nordschweizerischen Klippen nur im Iberg-Mythen-Gebiet vertreten ist, dann im südlichen Rhätikon wiedererscheint und sich durchs Plessurgebirge bis tief ins Oberhalbstein verfolgen läßt. Von den ihr zugehörigen Gesteinen (basische Eruptiva, altkristalline Gesteine, Casannaschiefer (?), Verrucano, Buntsandstein, Dolomit, Rhät, Liasschiefer, Radiolarit des Malm, Cenomanbreccie) dominieren gegen Süden zu Casannaschiefer und ophiolithische Eruptiva unter Zurücktreten der jüngeren Glieder. Diese Decke reichte einst bis zum Arvetal. Am Ostrand des Unterengadiner Fensters, in dem sie stets zwischen Bündner Schieferen und ostalpiner Decke liegt, verschwindet sie ostwärts unter der letzteren. Die ophiolithischen Eruptiva sind streng an die rhätische Decke gebunden und durchbrechen weder die Bündner Schiefer noch die ostalpine Decke.

Diese ist die oberste Decke. Mit der rhätischen hat sie Tiefseeabsätze der Jurazeit gemeinsam. Sie reicht jetzt westwärts nur bis zum Rheintal, aber hier hört sie in voller Mächtigkeit auf. Daß sie einst auch die Westalpen bedeckt hat, geht hervor

1. aus dem Vorkommen fossilführenden Muschelkalks und Wettersteinkalks an der Zweckenalp (Iberg) und den Giswyler Stöcken,
2. aus dem verdrückten Zustand der rhätischen Decke westlich des Rheins, der das Vorhandensein eines „Verdrückungsschlittens“ (traîneau écraseur) heischt, und
3. aus der Erwägung, daß in den Westalpen sehr bedeutende Abtragungen stattgefunden haben müssen.

Verf. stellt also das Vorhandensein von vier Decken mit innerer Wurzel fest:

1. Tiefere Gruppe: a) Klippendecke, b) Brecciendecke. Bestehen aus Sedimenten und kleinen mitgeschleppten Blöcken altkristalliner Gesteine.

2. Höhere Gruppe: a) rhätische, b) ostalpine Decke. Starke Beteiligung altkristalliner Gesteine, in der ostalpinen Decke sogar wurzellose „Zentralmassive“.

Dem Rheintal, das heute die topographische Grenze zwischen Ost- und Westalpen bildet, wurde sein Weg durch die Lücke zwischen den autochthonen und den allochthonen Massiven sowie durch die schiefrige Beschaffenheit der nach Osten untertauchenden Glarner Decke vorgezeichnet. —

Die ophiolithischen Eruptiva sind, vom Arvetal bis zum Unterengadin, auf die „rhätische Decke“ beschränkt. Sie sind passiv mitgeführte Glieder derselben und haben dieselben Dislokationen erlitten wie ihre Sedimente. Sie sind vor der Alpenfaltung (und vor Ablagerung des Oligocänflysches) hervorgebrochen und haben mit der Überfaltung direkt nichts zu tun. Ihr Ursprungsort gehört einer inneren Zone der Alpen, wohl der Amphibolitzone von Ivrea, an.

Es ist auffallend, daß die ophiolithischen Massengesteine immer nur der einzigen Decke eingeschaltet sind. Es ist ferner auffallend, daß mit ihnen stets Radiolarienhornstein (Radiolarit) vergesellschaftet ist. Und das nicht nur in den Alpen: auch im ligurischen Apennin und in der kalifornischen Küstenkordillere hat Verf. dieselbe „Symbiose“ festgestellt. Sie findet sich ferner in den dinarischen Ketten von Bosnien bis Kleinasien, auf den Sunda-Inseln, den Antillen. Man hat allerdings bisher die wahre Natur des Radiolarits nicht überall erkannt; aber zweifellos ist diese Vergesellschaftung in vielen jungen Faltengebirgen von alpinem Charakter nachweisbar — natürlich nur in den geologisch höheren Niveaus des Gebirges; denn in den tieferen müssen die Gesteine der Gabbro-Peridotit-Reihe naturgemäß mit älteren Gesteinen bis hinunter zum Grundgebirge in Berührung treten.

Mit Unrecht ist bestritten worden, daß die Radiolarite und verwandten Gesteine Bildungen der Tiefsee sind. Als echte Tiefseeabsätze müssen betrachtet werden:

1. Der Radiolarit. Er ist ton- und carbonatfrei, erhält aber seine Schichtung durch feine Tonzwischenlagen. Fossilien: Radiolarien, *Aptychus*, selten Belemniten. Er läuft in der Literatur als Jaspis, Hornstein, Kieselschiefer, Phthanit usw.

2. Durch reichliche Tonlagen führenden Radiolarit entsteht der Übergang von dem vorigen zum Tiefseeton, der meist braun und rot, zuweilen grünlich oder schwärzlich gefärbt ist. Er ist manchmal mit Aptychenkalken oder Kalksteinen mit „Knollenstruktur“ verbunden.

3. Radiolaritkalk. Lagen von Radiolarit und kieselsäure- und radiolarienreichem Kalkstein. Durch Zurücktreten des ersteren entstehen Aptychenkalke, Knollenkalke, Kalke mit Ätzsuturen.

Wo sich das Alter der Radiolarite in den jungen Faltengebirgen Europas sicher bestimmen läßt, ist es oberjurassisch bis untercretaceisch, ebenso bei einer Reihe außereuropäischer Vorkommen. Über diesen Tiefseeabsätzen

folgen an vielen Orten fast unvermittelt grobklastische Flachwassersedimente der oberen Kreide (die Scaglia- und Couches rouges-Entwicklung zeigt sich dort, wo der Jura kalkig entwickelt ist!), so cenomane Hornsteinbreccien in den bayrischen Alpen und bei Arosa. Zur Zeit der Mittelkreide muß der Boden der oberjurassischen Tiefsee, die in den Alpen im Ursprungsgebiet der rhätischen und ostalpinen Decke bestand, um 5 km gehoben sein. Die nördlich und südlich gelegenen Teile der alpinen Geosynklinale blieben teils im Zustand allmählicher Senkung (Konkordanz aller Kreidestufen in der helvetisch-jurassischen Region) oder geringen Schwankungen mit vorübergehender Trockenlegung (Couches rouges auf Neocom oder Tithon in der Klippendecke).

Die Diskordanz zwischen oberer und unterer Kreide, die sich in den Ostalpen zeigt, fehlt in den Westalpen. Ein solches gegensätzliches Verhalten in einem zusammenhängenden Meeresbogen wäre gar nicht zu verstehen. Erst die Überfaltungstheorie löst das Rätsel. Die Ablagerungen der alpinen Geosynklinale setzen sich in der Richtung von Norden nach Süden aus Bildungen helvetischer, Klippen-, Breccien-, rhätischer und ostalpiner Fazies zusammen. Die jetzige Lage dieser Massen zueinander ist sekundär. Daß zwei hintereinanderliegende Zonen der Geosynklinale sich verschieden verhielten, ist leicht begreiflich. Die Mittelzone der alpinen Geosynklinale, die zur jüngeren Jurazeit Tiefsee gewesen war, läßt eine vorzeitige Auffaltung und Hebung erkennen. Aus der oberen Kreide kennen wir aus ihr nur Flachseebildungen, das Nummuliten- und das oligocäne Flyschmeer scheinen sie nicht mehr überdeckt zu haben.

Die ophiolithischen Massengesteine sind auf den nördlichen Teil der Tiefseezone (= rhätische Decke) beschränkt. Die Injektion fand während oder nach der schnellen Hebung der abyssischen Sedimente statt. Erst viel später, in der älteren Tertiärzeit, wurden aus der lokal injizierten Tiefseezone Überfaltungsdecken von 80—100 km Breite herausgepreßt. Dadurch sind dann die Massengesteine weit weg von ihrem Entstehungsort transportiert. Sie zeigen nach Süden zu eine immer stärkere regionale Metamorphose, an der auch die sie begleitenden Sedimente teilnehmen.

Nach dem, was wir über die jüngeren Faltengebirge wissen, scheint auch für andere Gebiete als die Alpen dasselbe Gesetz von der Beziehung der ophiolithischen Eruptiva zu den Tiefseeabsätzen des mittleren Mesozoikums zu herrschen. Ja, noch mehr. Es scheint, daß beide Gesteine sich auch dort in den ausgedehntesten und höchsten Überschiebungsdecken zeigen.

Man muß sich wohl vorstellen, daß sich unter den großen Meeresstiefen gabbro-peridotitische Magmen ansammeln. Sie gelangen beim Aufsteigen oder der Auffaltung dieser Gebiete zur Injektion. Unter den Festlandssockeln und der Flachsee steigen dagegen die sauren Magmen auf.

Die in den Alpen gewonnene Erkenntnis vom Gebirgsbau auf die paläozoischen Gebirge zu übertragen, ist einstweilen noch sehr schwer. Die Verknüpfung von Radiolariten und basischer Eruptivis ist aber auch schon dort vorhanden. Von besonderer Bedeutung sind der untersilurische

und der altcarbonische Radiolarithorizont. Jener ist älter als die caledonische, dieser älter als die variscische Faltung. Der carbonische Kiesel-schiefer wird wie die oberjurassischen Radiolarienhornsteine der Alpen von grobklastischen Sedimenten überlagert. Eine vollständige, klare Analogie zu den alpinen Verhältnissen bieten die silurischen Gebiete der südlichen Hochlande Schottlands.

In der nord- und südamerikanischen Kordillere findet sich kein mesozoisches oder tertiäres Tiefseegestein, ebenso wenig ein ophiolithisches Eruptivum. Diesem Gebirge fehlen auch die Überfaltungsdecken, dagegen ist es reich an Lakkolithen von Granit und Diorit, sowie an Vulkanen, die wieder den Alpen abgehen. In diesen ist ja die Erdkrinde verdoppelt, hier brach daher kein junges Eruptivgestein durch. Die Tiefseezonen stellen als Gebiete geringster Beständigkeit und Ursprungsort für die größten Überfaltungsdecken gewissermaßen die Leitzonen der alpinen Gebirge dar. Die Gebirge vom Kordillertypus sind vielleicht nur den randlichen Teilen der Geosynklinalen oder solchen von beschränkter Tiefe und Ausdehnung entsprungen.

Otto Wilckens.

A. Heim: Über die geologische Voraussicht beim Simplon-Tunnel. Antwort auf die Angriffe des Herrn Nationalrat Ed. SULZER-ZIEGLER. (*Eclogae Geolog. Helvetiae*. 8. 1904. 365—384.)

Diese im Auftrage der geologischen Simplon-Kommission (HEIM, RENEVIER, SCHARDT) verfaßte Abwehr wendet sich in scharfer Weise gegen die in mehrfacher Beziehung sonderbare Kritik, welche in bezug auf die den Simplon-Tunnelbau betreffenden geologischen Gutachten geübt worden war und welche darauf hinauslief, den angeblichen Mangel an Voraussicht der Geologen für die Schwierigkeiten und Ungelegenheiten, die sich während des Tunnelvortriebes einstellten, verantwortlich zu machen.

Es werden zunächst die Aktenstücke der geologischen Expertisen, sodann die Gesteine im Tunnel, die wissenschaftliche Deutung des Profiles, die Wasserinfiltrationen und die Gesteinstemperatur in besonderen Abschnitten klar erörtert, woraus sich ergibt, daß sich die Vorausbestimmung der Gesteine und ihrer Lagerung im ganzen bestätigt hat, daß aber der Aufbau des Simplon-Gebirges ein Problem ist, welches vor 10 und mehr Jahren unmöglich so gedeutet werden konnte, wie es sich jetzt darstellt; daß ferner die Infiltrationen in der Hauptsache richtig vorausgesehen wurden, daß eine Druckstelle im südlichen Abschnitt des Tunnels (bei 4421—4462 m) ihrer Natur nach überhaupt nicht vorausbestimmt werden konnte und daß auch die Temperaturverhältnisse, da keine diesbezüglichen Erfahrungen vorlagen, nicht von vorherin erkannt zu werden vermochten. Erst jetzt weiß man, auf Grund der im Tunnel gemachten Erfahrungen, daß unter flach liegenden trockenen Gesteinsschichten die Temperaturzunahme eine bedeutend raschere ist als bei steiler Schichtenstellung, nämlich bei letzterer von 2500—3000 m hohen Gipfeln in den Tunnel hinab auf im Mittel je 50 m um 1°, bei flacher Schichtenlagerung aber schon

auf je 36 m um 1°. Ohne Zweifel hat die Geologie durch den Bau des ungeheuren Simplon-Tunnels, welcher alles bisher Dagewesene übertrifft, viel gelernt; daß sie jedoch die bei dieser einzigen Gelegenheit gesammelten Erfahrungen nicht vordem schon besaß, darf ihr nicht zum Vorwurf gemacht werden.

**Katzer.**

**M. v. Pálfy:** Über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Borszékfürdö und Gyergyóbelbor. (Földtani Közlöny. 35. 1905. 1 bzw. 33 ff. Mit 1 Karte u. 4 Textabbild. Ungar. u. deutsch.)

Die Umgebung der im Titel genannten Ortschaften besteht hauptsächlich aus kristallinen Schiefen, welchen körniger dolomitischer Kalk und Dolomit aufgelagert ist, den schon HERBICH für mesozoisch hielt und welcher nur an Störungen in das Niveau der kristallinen Schiefer eingesunken ist. An solchen Verwerfungen treten Säuerlinge auf, die viel Kalktuff absetzen. Ihr Wasser stammt aus dem Dolomit; es sammelt sich in kleinen Becken unter einer Schicht von levantinischen Tonen, wird dort mit Kohlensäure (deren Ursprung in den Andesiteruptionen der Hargita zu suchen sein dürfte) gesättigt und tritt in Form von Säuerlingen zutage. Aus der Verbreitung der Kalktuffablagerungen wird geschlossen, daß die Sinter absondernden Quellen schon am Ende der Tertiärzeit ziemlich weit südlich von den jetzigen Säuerlingen vorhanden waren und daß sie erst viel später durch sukzessive Abtragung der Tondecke weiter nördlich ihren Austritt fanden (vergl. dies. Jahrb. 1896. II. - 483-).

**Katzer.**

**Hugo Böckh:** Beiträge zur Geologie des Kodru-Gebirges. (Jahresber. d. kgl. ungar. geol. Anst. f. 1903. Budapest 1905. 155—169.)

Am geologischen Aufbau des Kodru-Gebirges (nordöstlich von Arad) beteiligen sich: 1. Metamorphe Schiefer — Leptinolite und Sericit-Biotitgesteine —, welche älter als Perm sind und möglicherweise dem Unter-carbon angehören; sie umgeben als Kontaktzone Granit, welcher von Amphibolkersanit durchbrochen wird. 2. Glimmerige Konglomerate, Breccien und Sandsteine, rote und violette Schiefer, Diabastuff, Quarzporphyrtuff und Diabas, sowie Quarzporphyr, Quarzitsandstein und rote Schiefer, welche sämtlich zum Perm einbezogen werden. 3. Die Trias, welcher bisher im Kodru-Gebirge eine große Verbreitung zugeschrieben worden war, ist in Wirklichkeit auf ganz geringfügige Schollen dunkeln dolomitischen Kalkes im Menyházaer Tale beschränkt. 4. Jura ist dafür sehr verbreitet. Alle darin gefundenen Fossilien verweisen auf Dogger, Malm und Tithon. 5. Untergeordnet kommen ferner vor: Andesite und deren Tuffe und Breccien, sarmatische und pontische Ablagerungen, Diluvium und Alluvium.

Der Kodru ist der im Westen von einer großen Bruchlinie begrenzte Überrest eines alten, SO.--NW. streichenden Kettengebirges, dessen Bau

noch durch Querverwerfungen kompliziert ist. Alle diese Störungen fallen in das Mediterran oder in den Beginn des Sarmaticums, so daß der Kodru gegen Ende der Miocänzeit wesentlich schon den heutigen Aufbau besaß. Als seine Grenze gegenüber dem Móma-Gebirge nimmt Verf. das Menyházaer und Brihényer Tal an.

**Katzer.**

**G. D. Louderback:** Basin Range structure of the Humboldt Region. (Bull. Geol. Soc. Amer. 15. 1904. 289—346. Pls. 14—21.)

Es sollen im Anschluß an die Arbeiten von G. K. GILBERT über die Basin Range der in Nordwest-Nevada liegende Teil dieses Distriktes, das sogen. Humboldt-Gebiet, in tektonischer Beziehung untersucht und hieraus Schlüsse auf die Art der gebirgsbildenden Vorgänge des ganzen Distriktes gezogen werden.

I. Humboldt Lake Range. Triadische und jurassische Schichten mit marinen Versteinerungen und von toniger, kalkiger oder quarzitischer Beschaffenheit. Vielfache steile Faltung; die Hauptfalte, die sogen. Middleberry-Antiklinale, durchzieht die N.—S. verlaufende Kammlinie des Gebirges so, daß sie im Norden östlich abweicht. Auch Dislokationen durchschneiden das Ganze in verschiedenen Richtungen. Diorit durchsetzt obige Schichten in der östlichen Hälfte. Diskordant liegen auf letzteren Süßwassersedimente, sowie Laven und Tuffe von Liparit und Basalt. Diese Eruptivmassen haben sehr weite Verbreitung, die Sedimente dagegen beschränken sich auf die inneren Gebirgstäler, es sind Lahontan-Schichten, sowie alluviale Absätze (des Humboldt River und des einstigen Humboldt Lake). Dieser Komplex ist ungefaltete und ungeschieferte, aber von Verwerfungen durchzogen und gekippt. Die Basaltdecken sind die jüngste Bildung, sie ziehen sich im nördlichen Teil des Gebirges am Ostflügel herab, an dessen Basis das Alluvium des Carson-Tales transgrediert. Ein Aufschluß am Fuß des Westabhanges zeigte Truckee-Schichten, die von Basalt diskordant überlagert werden, deren Grenze gegen den liegenden Jura aber nicht zutage trat. Dieser auf dem Westflügel nur am Fuße vorhandene Basalt wird aufgefaßt als ein mit der ganzen westlichen Partie des Gesteinskomplexes an einer nach Westen einfallenden Spalte abgesunkener Teil einer großen Basaltdecke, die sich auf die durch Abtragung nivellierten Jurafalten horizontal ergoß. Dem von Basalt bedeckten östlichen Gebirgshang liegt ein Staffelbruch mit westlich einfallenden Spalten zugrunde. Zu diesen Schlüssen führt übrigens auch die rein morphologische Betrachtung des Geländes: die östlichen Gehänge haben eine unregelmäßige, z. T. konvexe Oberfläche — der Stellung der basaltbedeckten Staffeln entsprechend, die westlichen sind durchweg konkav und von typischer Erosionsform, indem hier die Erosion die bereits an sich schräg abfallenden Verwerfungsflächen der wenig widerstandsfähigen Sedimente antraf.

II. Das Nachbargebiet (Star Peak Range nördlich, Table Mountain und East River Range östlich, Trinity Range westlich). Es soll hier untersucht werden, ob die benachbarten Ranges analog gebildet sind.



1. Star Peak Range. Offenbar ganz ähnlicher Entstehung. Postjurassische Faltung, sodann lange Erosionszeit, darauf basaltische Ergüsse über die geebnete Oberfläche und schließlich Verwerfung längs dem jetzigen Westrand und Kippung nach Osten. Übrigens sind auch hier rezente Verwerfungen vorhanden, wie sie vielfach im Great Basin-Gebiet angetroffen werden; eine besonders merkbare Verwerfung zieht sich am ganzen Westfuß des Gebirges hin, sie beträgt 4—40 Fuß, je nach dem Gefälle und der Gesteinsbeschaffenheit der Oberfläche. Im Gegensatz zu der Steilküste des Lahontans, deren Grundlinie sich zwischen den Höhen und Tiefen der Oberfläche vielfach hin und her windet, setzt diese rezente Spalte quer durch die Alluvionen hindurch. Wahrscheinlich führten jene alten Schollenverschiebungen nicht zu völligem Gleichgewicht, das erst durch die jüngsten Bewegungen erreicht wurde.

2. Table Mountain und East Range (durch das Carson-Tal vom westlichen Humboldt Mountain getrennt). Wiederum analoge Bildung. Der die Mitte der N.—S. verlaufenden East Range-Kammlinie einnehmende Tafelberg trägt auf mesozoischem Sockel dieselbe Basaltdecke wie seine niedrigere Umgebung, er wird daher als Horst gedeutet, gleichzeitig mit dem ganzen Gebirge entstanden; durch kleinere Brüche stuft er sich westlich und östlich zu den „Valley hills“ der Buena Vista-Senke und des Salt Marsh-Tales ab. Die sehr geringe Kippung ist auch hier östlich gerichtet. Mehrmaliges Auftauchen von Basalt im Carson Valley scheint auf weitere kleine Brüche hinzuweisen. Dächte man sich im Gegensatz dazu die östlichste Scholle der Humboldt Lake Range bis an die Westspalte der East Range unter dem Carson-Tal hinziehend, so würde die Nivellierung der östlichen Talpartie eine 7000 Fuß mächtige Ablagerung seit der Zeit der Verwerfungen erfordern, was ausgeschlossen erscheint.

3. Trinity-Mountains sind geotektonisch viel komplizierter. Die dem Zentrum des ebenfalls N.—S. ziehenden Gebirges östlich vorgelagerten Lone Mountain hills stehen zu ihm etwa in derselben Beziehung wie die Valley hills zum Table Mountain.

Johnsen.

---

P. Schei: The Second Norwegian Polar Expedition in the Fram 1898—1902. Summary of Geological Results. (Geographical Journal. 22. 1903. 56—69.)

Die zweite norwegische Polarexpedition unter SVERDRUP war bekanntlich 4 Jahre lang mit der Erforschung des Ellesmere-Landes und der südlich und westlich angrenzenden Teile des nordamerikanisch-arktischen Archipels beschäftigt. Der seither verstorbene Geologe der Expedition gibt in einem Vortrage vor der Royal Geographical Society einen Überblick über die Geologie der zum größten Teile neuentdeckten Küstengebiete.

Den ganzen südöstlichen Teil des Ellesmere-Landes und noch ein Stück der südlich gelegenen Insel North Devon setzen archaische Gesteine, hauptsächlich uralte Granite zusammen. Im Norden und Westen schließt sich an dieses archaische Gebiet ein breiter Gürtel von cambrisch-silurischen

Gesteinen an; das Cambrium besteht aus Quarz- und Kalksandsteinen und Kalkkonglomeraten, das Silur aus mindestens 2000' mächtigen klotzigen Kalken, in denen obersilurische Fossilien gefunden wurden. Devon steht an den Küsten des König Oscar-Landes, wie SVERDRUP das südwestliche Ellesmere-Land genannt hat, an und zieht sich von dort über die Inseln der Cardigan-Straße nach North Devon hinüber. In seinem unteren Teile besteht das meist fossilreiche Devon aus schwarzen Schiefern und Kalken, im oberen aus fisch- und pflanzenführenden Schiefern und Sandsteinen. Marines Obercarbon in Gestalt von fossilreichen feuersteinführenden Kalken, die mit basischen Eruptivgesteinen und Tuffen wechsellagern, ist im nördlichen Teile der neuentdeckten Heiberg-Insel nachgewiesen. Sandige Kalke und Sandsteine der Trias, die Daonellen und einen Ammoniten geliefert haben, spielen an den beiden Ufern des Eureka-Sundes, der zwischen dem westlichen Teile des Ellesmere-Landes und der Heiberg-Insel liegt, die wichtigste Rolle. Die Trias ist hier stark disloziert und von zahlreichen Intrusivgesteinen durchsetzt, in den übrigen Teilen der untersuchten Gebiete scheinen die Sedimentgesteine hingegen flach zu liegen. Auf die Ablagerung der Triasgesteine folgte eine Zeit kontinentaler Erosion; in die damals gebildeten Täler und Depressionen drang das Miocänmeer ein und deponierte Sande und Tone mit außerordentlich schön erhaltenen Pflanzenresten, unter ihnen *Sequoia* und *Taxodium*. Junge marine Sedimente mit subfossilen Organismenresten finden sich überall an den Küsten des Ellesmere-Landes bis in eine Höhe von 650' und deuten auf sehr jugendliche Hebungen hin. Der östliche Teil des Ellesmere-Landes trägt eine Inlandeisdecke, die in den Tälern Eisströme nach der See entsendet; das westliche Ellesmere-Land und die Heiberg-Insel ist jedoch im wesentlichen nicht vergletschert. Spuren einer früheren, stärkeren Eisbedeckung fanden sich merkwürdigerweise nicht und Verf. nimmt deswegen an, daß die jetzige Vergletscherung das Maximum darstellt. E. Philippi.

---

Expédition Antarctique Belge. Résultats du Voyage du S. Y. Belgica en 1897—1898—1899 sous le commandement de A. DE GERLACHE DE GOMERY.

1. J. Thoulet: Détermination de la densité de l'eau de mer. 24 p. 1 graphische Darstellung.

2. H. Arctowski et J. Thoulet: Rapport sur les densités de l'eau de mer observées à bord de la Belgica. 23 p.

3. G. Lecointe: Travaux hydrographiques et instructions nautiques. 110 p. 29 Taf. 7 Karten.

Die erste Arbeit enthält theoretische Betrachtungen über die Bestimmung der Dichte des Meerwassers, die zweite teilt die an Bord der „Belgica“ angewandten Methoden und die dabei gewonnenen Resultate mit. In der dritten berichtet LECOINTE über die astronomischen Ortsbestimmungen und über die Navigation in der Magelens-Straße, im Süden des Cap Horn und besonders über die Fahrten in der Gerlache- und der Bransfield-Straße.

Diese Teile enthalten hauptsächlich topographische und nautische Beschreibungen, bringen aber auch über Zoologie und Geologie manches interessante Detail. Der Arbeit sind 29 Tafeln mit prachtvollen Landschaftsbildern, meist aus der Gerlache-Straße, und die Karten der Expedition beigegeben.

E. Philippi.

## Stratigraphie.

### Triasformation.

**J. Perrin Smith:** The comparative stratigraphy of the Marine Trias of Western America. (Proceedings California Acad. of sciences. (3.) 1. No. 10. San Francisco 1904. 325—411. Mit 10 Taf.)

Marine Trias ist im Westen der Vereinigten Staaten weit verbreitet, aber an keiner Stelle ist die Serie der triadischen Sedimente vollständig entwickelt. Verf. hat alle fossilführenden Triaslokalitäten persönlich kennen gelernt. Seine Profile und Mitteilungen über die Verbreitung der leitenden Formen sind daher auf eigene Anschauung gegründet.

Untere Trias kennt man in fossilführender Entwicklung nur in Ost-Kalifornien und im SO. von Idaho, mittlere Trias in Kalifornien und Mittel-Nevada, obere Trias in Nord-Kalifornien, Nevada, British Columbia, auf Vancouver und Queen Charlotte Island und in Alaska. Die nahen Beziehungen der amerikanischen Faunen zu jenen des mediterranen und indischen Gebietes zeigen, daß der Triasgolf des westlichen Nordamerika in offener Verbindung mit dem großen triadischen Weltmeer stand.

**Untere Trias.** Idaho. Die von PEALE entdeckten *Meekoceras* beds, deren Fauna im Jahre 1880 von WHITE beschrieben wurde, liegen bei John Grays Lake nahe der Grenze zwischen Idaho und Wyoming über einer mächtigen Serie versteinungsleerer Sandsteine und Quarzite, die konkordant über Obercarbon folgen. Eine zweite Fundstelle der *Meekoceras*-Fauna fand PEALE 15 Meilen südöstlich von dem erstgenannten Fundpunkt. Eine dritte entdeckte 1888 Prof. HYATT in der Aspen-Kette, Wood Cañon, östlich von Soda springs. Sie erwies sich als die fossilreichste. Eine vierte ist kürzlich bei Paris im südöstlichen Idaho von R. SPENCE ausgebeutet worden. Die Fauna der *Meekoceras* beds enthält Arten von *Danubites*, *Meekoceras*, *Aspidites*, *Flemingites*, *Ophiceras*, *Hedenstroemia*, *Clypites*, *Ussuria*, *Nannites*, die z. T. solchen aus der unteren Trias Indiens und Ost-Sibriens sehr nahe stehen. Die *Meekoceras* beds können daher mit den *Proptychites*-Schichten des Ussuri-Gebietes und mit den Ceratitenmergeln und dem unteren Ceratitensandstein der Salt Range parallelisiert werden.

Kalifornien. Im Jahre 1896 wurde von WALCOTT in Inyo County, an der Ostseite von Owens valley, ein untertriadischer Ammonitenhorizont entdeckt. Er wird von dunklen Cephalopodenkalken mit einer Muschelkalkfauna überlagert. Die untertriadische Fauna enthält zahlreiche mit

den *Meekoceras* beds übereinstimmende Elemente, ferner Arten der Genera: *Sibirites*, *Lecanites*, *Proptychites*, *Xenaspis*, *Pseudosageceras* und *Prospingites*. Die Beziehungen dieser Fauna weisen entschieden auf Asien, nicht auf die mediterrane Region hin.

**Mittlere Trias.** Nevada. In der westlichen Humboldt-Kette liegt über den metamorphischen Gesteinen der Koipato group die Star Peak group, beginnend mit einem tonigen Kalkstein, der an mehreren Lokalitäten zahlreiche Fossilien des Muschelkalkes geliefert hat. Es scheinen sowohl die ladinische als die anisische Stufe (*Trinodosus*-Horizont) hier vertreten zu sein. Die bezeichnendsten Ammonitengenera sind: *Ceratites*, *Beyrichites*, *Danubites*, *Acrochordiceras*, *Balatonites*, *Anolcites*, *Eudiscoceras*, *Dinarites*, *Gymnotoceras*, *Hungarites*, *Sageceras*, *Joannites*, *Ptychites*, *Monophyllites*. *Ceratites* ist durch mehrere alpinen Muschelkalkarten sehr nahe-stehende Formen (*C. cf. trinodosus* MOJS., *C. cf. planus* ARTH., *C. cf. altcostatus* ARTH.), *Daonella* durch eine der *D. Lommeli* WISSM. nächst verwandte Art vertreten.

Kalifornien. Die 800 Fuß über dem untertriadischen Cephalopodenhorizont der Inyo Range liegenden Kalke des Union Wash haben eine Fauna geliefert, die vielleicht den tiefsten Muschelkalk repräsentiert. *Xenodiscus* und *Tirolites* erscheinen hier vergesellschaftet mit *Parapanoceras*, *Nannites*, *Acrochordiceras*, *Hungarites* und *Ptychites*. Damit endet das Profil der sedimentären Schichten der Inyo Range, da über ihnen Lavadecken folgen. Auch in Shasta County ist mittlere Trias bekannt.

**Obere Trias.** Kalifornien. In Plumas County haben HYATT und DILLER ein Profil durch die Triasablagerungen des Genesee Valley beschrieben, das an der Basis eine Schichtgruppe mit norischen Faunenelementen (*Pseudomonotis subcircularis* GABB, *Rhabdoceras*, *Halorites*), die Swearinger slates (200 Fuß), darüber die *Halobia* slates (100 Fuß) mit *Halobia cf. rugosa*, *H. cf. superba* und *Tropites cf. subbullatus* und den Hosselkus limestone (100 Fuß), gleichfalls mit karnischen Faunenelementen (*T. cf. subbullatus*) zeigt. Schon E. v. MOJSISOVICS hat betont, daß hier eine überstürzte Lagerung angenommen werden müsse. Die Untersuchungen des Verf.'s in Shasta County bestätigten diese Annahme. Hier liegt das vollständigste, bisher bekannte Triasprofil in Kalifornien. Es beginnt mit Kieselschiefern und Konglomeraten (Pitt shales) vom Alter des Muschelkalkes mit *Anolcites Whitneyi*. Darüber folgen Kalkmergel mit *Protrachyceras Homfrayi* (100 Fuß), ein Äquivalent der ladinischen Stufe, hierauf eine 300 Fuß mächtige Kalkmasse, der Hosselkus limestone und endlich in deren Hangendem die *Pseudomonotis*-Schiefer. Im Hosselkus limestone lassen sich vier fossilreiche Niveaus unterscheiden. Das tiefste, die *Halobia* beds, enthalten *H. superba*, *Tropites*, *Polycyclus* und *Protrachyceras*. Das nächste, die *Trachyceras* beds, ist der fossilreichste Horizont und enthält viele mit der *Subbullatus*-Zone der Alpen teils identische, teils nahe verwandte Arten. Doch kommen, wie im Himalaya, hier *Trachyceras* und *Tropites* zusammen vor, während die erstere Gattung in der tuvalischen Unterstufe der Alpen bereits erloschen

ist. Ein Teil des nächst höheren Niveaus (*Juvavites beds*) und die *Spiriferina beds* dürften bereits der norischen Stufe zufallen.

Nevada. Der Star Peak limestone der Humboldt Range enthält an seiner Basis die oben erwähnte Muschelkalkfauna. Die höheren Teile dieser Kalksteinmasse fallen wahrscheinlich der karnischen Stufe (*Halobia cf. superba*) zu. In den Nuttleberry Mountains liegen über dem Star Peak Kalkstein, *Pseudomonotis*-Schiefer (800 Fuß) mit *Rhabdoceras*, *Halorites* und *Placites*, also norischen Fossilien. Hierauf folgt unkonform Lias mit *Arietites cf. nodotianus* D'ORB. In Kalifornien (Taylorsville) dagegen liegen über den *Pseudomonotis*-Schiefern Schiefer und Konglomerate mit Pflanzenresten rätischen Alters. Die marine Serie reicht also hier nicht über die Trias-Liasgrenze hinaus.

Der zweite Teil der vorliegenden Arbeit enthält eine Beschreibung und Abbildung der wichtigsten Leitfossilien der einzelnen Abteilungen der Trias. Mit Rücksicht auf das ausführliche Referat über die seither erschienene Monographie der triadischen Cephalopodengattungen Amerikas von HYATT und SMITH kann von einer Besprechung dieses Teiles hier abgesehen werden.

Diener.

## Juraformation.

M. Schmidt: Über Oberen Jura in Pommern. Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie. (Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 41. 1905. Mit 10 Taf., 1 Karte u. 6. Textabbild. 222 p.)

Trotz seiner zwischen West- und Osteuropa vermittelnden Lage und des dadurch bedingten höheren Interesses war der pommersche Jura bisher ziemlich mangelhaft bekannt. Der vorliegenden Arbeit verdanken wir in dieser Richtung einen namhaften Fortschritt.

Es ist hier natürlich nicht möglich, auf die Beschreibung der einzelnen Fundorte (Klemmen b. Gülzow, Fritzow, Tribnow, Schwenz, Schwiersen, Zarnglaff, Bartin, Schwanteshagen, Böck), die bekanntlich fast ausschließlich am rechten Oder-Ufer gelegen sind, näher einzugehen; wir müssen uns hauptsächlich auf das Gesamtprofil beschränken, das Verf. zusammenzustellen versuchte. Der pommersche Oberjura umfaßt einen wesentlichen Teil des Ober-Oxford und anderseits sicher den Hauptteil des Unter-Portland und dürfte in diesem Ausmaße mindestens 110 m mächtig sein. Davon ist bis jetzt ungefähr die Hälfte in Aufschlüssen zu beobachten. Klemmen liefert Oxfordschichten, und zwar zu unterst schwärzlichen Muschelsandstein mit prächtig erhaltenen zahlreichen Versteinerungen (*Pecten subfibrosus*, *Trigonia Bronni*, *Astarte crassitesta*, *Turbo corallensis*, *Cerithium limaeforme*), dann folgt eine schwärzliche Tonschicht mit *Cardioceras alternans* und *Lima proboscidea*, ferner oolithische Kalkbänke mit *Bourguetia striata*, *Pecten varians*, *Rhynchonella pinguis*, und endlich sandige, grauschwarze Mergel und löcherige, kieselig-sandige Kalksteine mit *Ostrea deltoidea*, *Exogyra reniformis* und Trigonien. Brachiopoden-Oolithe, Kalke und Mergel mit *Zeilleria humeralis* repräsentieren bereits

das Unter-Kimmeridge, wie man aus der Übereinstimmung mit den Verhältnissen im nordwestlichen Deutschland schließen kann. Tieferes Oxford ist nicht aufgeschlossen, doch ist diese Stufe in Pommern durch zwei Geschiebe mit *Peltoceras* cf. *intercissum* UHL. und *Cardioceras cordatum* angedeutet. Zur älteren Oxfordzeit bestand in Pommern wahrscheinlich ein küstennahes, aber von Ammoniten belebtes, nach Südosten und wohl auch nach Osten weithin offenes Meer. Im Ober-Oxford hingegen reicht der südliche Einfluß mit Scyphienfazies nur bis Inowrazlaw in Posen, das Gebiet der Oder-Mündung hat daran keinen Anteil mehr, sondern zeigt Beziehungen zum Korallenoolith von Nordwestdeutschland. Höhere Horizonte sind in der altbekannten Lokalität Fritzow durch mürbe Oolithe mit *Fibula Pellati* und Steinmergel und Kalke mit *Terebratula Bauhini*, *Olcostephanus trimerus*, *Perisphinctes* cf. *colubrinus* REIN., aff. *crussoliensis* FONT., *involutus* QU. und cf. *lictor* FONT. vertreten. Auch sie gehören noch zum Unter-Kimmeridge und zeigen nach Verf. eine auffallende Verwandtschaft mit dem sächsisch-böhmischen, aber auch, wie schon SADEBECK betonte, mit dem nordfranzösischen Kimmeridge.

Mittleres Kimmeridge repräsentieren die mürben oolithischen Mergelkalke mit *Pictonia cymodoce*, *Rhynchonella pinguis*, *Terebratula subsella*, *Zeilleria humeralis*, *Exogyra Gumprechtii* n. sp., *Natica rupellensis*, ferner die Nerineenoolithe und Korallenkalke von Zarnglaff. Die Fauna zeigt nebst *Pictonia cymodoce* noch manche andere Anklänge an die nordfranzösische, dagegen sind sächsisch-böhmische Beziehungen nicht mehr erkennbar, ebenso fehlen osteuropäische Anklänge.

Oberes Kimmeridge erscheint in Barten als lumachellenführender gelblicher Oolith mit *Pygurus jurensis* und *Aulacostephanus eudoxus* und *pseudomotabilis*, der von Ton und Kalkbänken mit *Aspidoceras longispinum* und *liparum*, *Perisphinctes geron* und *effrenatus*, *Cardioceras Volgae* überlagert ist. Der gelbliche Oolith wird vom Verf. zunächst als Flachwasserbildung angesprochen; das Erscheinen der Hoplitena fauna erweist wieder offene Meeresverbindung. Die Fauna der Barten Schichten gravitiert ein wenig nach dem Osten hin, doch hebt Verf. mit Recht hervor, daß die Fauna des oberen Kimmeridge in Europa (genauer Nord- und Mitteleuropa) einen ziemlich allgemein gleichmäßigen Charakter aufweist.

Für die Portland-Stufe bildet Schwanteshagen die Hauptlokalität. Die liegendsten Schichten bestehen aus dunkelgrauen, glaukonitischen Mergelkalcken mit einigen Zweischalern. Dann folgt dunkelgrauer Kalk mit *Perna*, sandiger zersetzter Kalkstein mit *Corbula antissiodorensis* COTT., rauher gelblicher Kalk mit Aucellen (*Aucella Pallasii*, var. *tenuistriata*) und *Trigonia incurva*, und endlich feinsandiger, plattiger Kalk mit Ammoniten, die Verf. als Virgatiten anspricht. Die Virgatiten und Aucellen verbürgen nicht nur die Altersbestimmung, sondern erweisen auch deutlich borealen Einfluß. Das einzig pommersche Malm-sediment, das jünger ist als die Schichten von Schwanteshagen, ist der harte, brecciöse Kalk mit *Anisocardia parvula* des Trecheler Forstes; er scheint eine gewisse Verlandung anzudeuten.

Allen Ablagerungen des pommerschen Oberjura ist übrigens ein gewisser Flachwassercharakter eigen, denn nur die oberen Schichten von Fritzow und die Bartiner Kalke sprechen für größere Meerestiefe.

Das Fossilienverzeichnis enthält 415 Arten, davon sind 111 näher beschrieben und z. T. abgebildet. Als neue Arten heben wir hervor: *Terebratula undosa*, *Zeilleria avellana*, *Exogyra Gumprechtii*, *Trigonia Hauchecornei*, *Corbicella tancredia*, *Venerupis (?) camminensis*, *Trochus coelotropis*, *Nerita Sadebecki*, *Brachytrema Lorioli*, *Cerithium anaroides*, *C. Deeckeii*, *C. pommeranum*, *Sulcactaeon viadrinus*.

Die Zugehörigkeit des auf Taf. 10 Fig. 13 abgebildeten Perisphinctiden zu *Virgatites* erscheint dem Ref. fraglich. Das Stück scheint nur biplikate Rippen aufzuweisen, es dürfte hier vielleicht ein Vertreter der im Portland-Tithon sehr verbreiteten *Contiguus*-Gruppe vorliegen, bei welcher virgatotome Rippen meistens erst auf der Wohnkammer oder kurz vorher vorkommen, während das innere Gewinde nur biplikate Rippen aufweist. Fig. 14 macht jedenfalls mehr den Eindruck eines echten Virgaten.

Es verdient noch hervorgehoben zu werden, daß die Arbeit auch einzelne Angaben der Arbeit von GALLINEK über den Jura von Inowrazlaw berichtigt. Verf. kann sich der Annahme GALLINEK's, daß in der Schwefelkiesgrube alle Horizonte vom untersten Oxford bis zum oberen Kimmeridge vertreten waren, nicht anschließen, da sich gerade die Leitformen GALLINEK's leicht auf Arten des Bartiner Kimmeridge beziehen lassen. Die Tone der Apollo-Diana-Grube dürften nur dem Oberkimmeridge von Bartin entsprechen, tiefere Horizonte aber nicht enthalten. V. Uhlig.

## Kreideformation.

Joh. Elbert: Das untere Angoumien in den Osningbergketten des Teutoburger Waldes. (Verh. d. naturhist. Ver. d. Rheinlande etc. 58. Jahrg. 1901. 77—167. Taf. 2—5. 14 Textfig.)

Der Teutoburger Wald besteht aus drei — sein nördlicher Teil aus zwei — parallelen Ketten, von denen der innere Zug sich aus Pläner, der äußere aus Muschelkalk zusammensetzt. Der mittlere Hilssandsteinzug beginnt bei Örlinghausen, verbreitert sich nach Norden, und zwar so sehr, daß zuerst der Muschelkalk, dann der Pläner zurücktritt.

Der Osning, der Teil des Teutoburger Waldes zwischen Örlinghausen und Bentheim, ist ein stark zerbrochener und verworfener Sattel — die Hauptbruchspalte liegt bei Borgholzhausen —, in dessen aufgerissener Sattelspalte Trias- und Kreidehorizonte eingebrochen sind. Die Stufe mit *Micraster breviporus*, *Heteroceras Reussianum*, *Spondylus spinosus* usw. tritt an dem Innenrande der Ketten auf, teils am Fuße des Osnings sich zu kleinen Hügeln erhebend, teils bis auf die Spitze des Berges steigend. Sie zerfällt in drei petrographisch scharf unterschiedene Gesteinsarten: Plänerkalkstein, Plänermergel und Grünsand, welcher letzterer als kon-

ktionäre und teilweise fremde Einschlüsse Grünsand-, Phosphorit-, Kalkstein-, Sand- und Limonitknollen führt. Ein vollständiges Bild der Schichtenfolge bietet der Bruch bei Hilter, wo die mit 20° einfallenden Schichten ca. 27 m mächtig sind. Weitere Aufschlüsse liegen bei Lengerich, Timmern, Aschendorf, Halle und Brackwede, aus denen Verf. Listen von Fossilien anführt. Von diesen werden besonders besprochen: *Helicoceras flexuosum* SCHLÜT., *Crioceras Schlüteri* WINDMÖLLER, *Hamites (Crioceras) multinodosus* SCHLÜT., *Inoceramus Brongniarti* SOW., *I. latus* MANT., *I. inaequalis* SCHLÜT., *I. Cuvieri* SOW., *Holaster planus* MANT., *Holasteropsis Credneriana* n. g. n. sp. (nach SCHLÜTER synonym *Ananchytes latissima* RÖM.), *Holaster ananchytoides* n. sp., *Micraster breviporus* AG., *M. acutus* AG. und *Daemonhelix cretacea* n. sp. Bei *Inoceramus latus* wird darauf hingewiesen, daß die von GOLDFUSS als *I. latus* abgebildete und von SCHLÜTER als *I. orbicularis* gedeutete Form große Ähnlichkeit mit denen ELBERT's haben dürfte, und *I. cuneiformis* D'ORB als Varietät gedeutet, sowie *I. striatus* bei GEINITZ (Elbtalgebirge. II. Taf. 13 Fig. 2) dazu gezogen. Ferner wird zu *I. inaequalis* SCHLÜT. Wood's *I. striatus* gezogen (Quart. Journal. 53. Taf. 27 Fig. 13). Neben den gewöhnlichen Varietäten *I. Cuvieri* (GOLDFUSS: Petref. Germ. II. Taf. 111 Fig. 1) kommt eine Form vor, die die Bezeichnung *Cripsii* verdiente; die von GEINITZ (Elbtalgeb. II. Taf. 13 Fig. 14) als *I. Cripsii* abgebildeten Exemplare sind zu *I. Cuvieri* zu stellen. Für die an die von GEINITZ (ebenda. Fig. 12) abgebildete Form sich anschließenden Stücke bringt Verf. den Namen var. *crispioides* in Vorschlag. Alsdann wird als dritte Varietät von *I. Cuvieri* der *I. planus* MSTR. (GOLDF.: Petref. Germ. II. Taf. 113 Fig. 16) angegeben, welche Form den *Cuvieri*-Pläner Westfalens besonders zu kennzeichnen scheint.

Bezüglich *Daemonhelix* wird als Analogon der rezente *Balanoglossus* angeführt und jenes Fossil zu den Anneliden gestellt.

Ein großes Material an Echiniden ermöglichte es Verf., unter Zugrundelegung des Scheitelschildes eine Entwicklungsgeschichte von *Holaster* und *Micraster* zu geben. Von *Holaster laevis* AG. leitet sich ab einerseits *H. carinatus*, der zum *H. planus* wird, andererseits *H. trecentis*, der die Wurzel für *H. planus* var. *quadrangula* n. sp. und *H. ananchytoides* n. sp. bildet, sowie des Zweiges, welcher über *Holasteropsis Credneriana* n. sp. zum *Ananchytes ovata* LESKE führt. Neben *Holasteropsis Credneriana* wird noch var. *subconica* n. sp. unterschieden. Von *Holaster planus* MANT. var. *inferior* n. sp. leiten sich die Varietät *superior* n. sp., sowie *Cardiaster ananchytes* D'ORB. ab.

Eine analoge Reihe läßt sich auch für die *Micraster*-Arten aufstellen. *M. breviporus* findet sich schon in den tiefsten Lagen; typisch für die Kalkfazies ist die var. *longa* n. sp., während im Grünsand var. *brevis* n. sp. und var. *oblonga* n. sp. auftreten. Es folgen *M. cortestudinarium* GOLDF. var. *inferior* n. sp., var. *superior* n. sp. und *M. coranginum* LAM.

Die Untersuchung über die Verhältnisse, unter denen die Sedimente der *Breviporus*-Stufe sich gebildet und ihre organischen Reste gelebt haben,



ergibt, daß der Grünsand vorwiegend Lamellibranchiaten (Ostreen) und Brachiopoden, dazu *Hemiaster Toucasanus*, *Micraster breviporus* AG., *M. oblonga* und *M. acutus*, wie Fische enthält. Er wurde bei ca. 150—350 m Tiefe abgesetzt. Der Plänerkalk, der schon im Münsterschen Becken seine Ablagerungszone um 350 m Tiefe begann, enthält aufgewachsene Ostreen, Echiniden außer *Hemiaster* und *Micraster acutus*, Cephalopoden, Lithistiden und Hexactinelliden und wurde in einer Tiefe von 300—600 m gebildet. Der Kalkmergel enthält Cephalopoden, Echiniden (bezw. *Ananchytes striata* GOLDF. und *Holaster planus* MANT.), Inoceramen, Spongien und ist bei seinem Tonreichtum in größerer Tiefe als der Kalkstein gebildet. Vergleichen mit den Ablagerungen in anderen Gebieten zeigen, daß im norddeutsch-französisch-englischen Kreidebecken sich der Kreidegrund zur Zeit des Oberturon, vom rheinischen Kontinente ausgehend, senkte, und zwar in Westfalen langsam vom Grünsand- zum Kalksteingebiet auf ca. 500 m Tiefe und daß in der Kalkmergelzone der Gegend von Lengerich schnell die Tiefseefazies erreicht wurde.

Gegen die Einführung der Bezeichnung „Unteres Angouminien“ für diese Zone hat SCHLÜTER Bedenken erhoben, die gerechtfertigt sind.

Jöh. Böhm.

**Erich Harbort:** Über die stratigraphischen Ergebnisse von zwei Tiefbohrungen durch die untere Kreide bei Stederdorf und Horst im Kreise Peine. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1905. 26. Heft 1.)

Beide Bohrungen, von denen die eine (Stederdorf) bis 580 m, die andere (Horst III) bis 904 m niedergebracht ist, ergaben zwei nahezu vollständige Profile durch die gesamte Unterkreide, deren Gliederung mit der v. KOENEN'schen gut übereinstimmt.

Bei Stederdorf durchbohrte man unter dem Pleistocän 169 m weiße Kalke des Untersenon mit *Actinocamax quadratus*, darunter die Schichten vom Gault bis zum unteren Valanginien. Der 105 m mächtige Gault zerfällt in oberen Gault mit *Oppelia nesus* und *Belemnites minimus*, und unteren (27 m) Gault mit *Acanthoceras* cf. *Milleti*. Das Aptien ist als 9 m mächtige bituminöse Tonablagerung mit *Belemnites Ewaldi* vertreten. Das Barremien umfaßt eine 62 m mächtige tonige Schichtenfolge mit *B. brunsvicensis* und *Desmoceras plicatulum* v. KOEN. und mehreren anderen Arten. Das Hauterivien bildet eine 188 m mächtige Folge von mergeligen Tonen, die nach unten kalkreicher werden und in Mergel und sandige Mergel übergehen. Im oberen stark bituminösen Hauterivien fanden sich *Belemnites jaculum*, *Astieria* cf. *psilostoma* und *Sibirskites progrediens* und andere Arten. Das untere Hauterivien enthält oben Polyptychiten, nach unten wird *Hoplites noricus* häufiger. Das 42 m mächtige Valanginien ist durch seinen Glaukonitreichum, sowie durch das Auftreten von körnigen Dolomitbänken ausgezeichnet. Verf. konnte hier *Polyptychites terscissus*, eine Form des oberen Valanginien nachweisen und vermutet, daß das

untere Valanginien durch den seiner großen Härte halber nicht durchbohrten quarzitischen Sandstein vertreten sei.

In Horst setzte die Kernbohrung erst bei 475 m im Aptien mit *Belemnites Ewaldi* und *Inoceramus Ewaldi* ein. Das Barremien erreicht die außerordentliche Mächtigkeit von 176 m, das Hauterivien die Mächtigkeit von 154 m. Das Valanginien ist auch in Horst durch Glaukonit und Dolomit ausgezeichnet.

In beiden Bohrungen lagern die Schichten horizontal. Die glaukonitisch-dolomitische Fazies des Valanginien war bisher im nordwestlichen Deutschland nicht bekannt. Interessant ist ferner die häufige Zwischenlagerung von stark bituminösen, mergeligen Blättertonen (Faulschlamhton) und Toneisensteingeoden. Ein großer Teil der Sedimente scheint in stagnierenden, sauerstoffarmen Gewässern abgelagert worden zu sein, in denen eine Oxydierung der Humussubstanzen und der Lösungen von Oxydulsalzen des Eisens nicht vor sich gehen konnte. Der interessanten Mitteilung ist eine Tafel mit Abbildungen von *Cyclas?* n. sp., *Hoploparia* cf. *longimana* Sow. und *Callianassa uncifer* n. sp. beigegeben.

V. Uhlig.

**Schulz-Briesen:** Das Deckgebirge des rheinisch-westfälischen Carbons. Essen 1903. 26 p. 4 Taf.

Aus 16 Tiefbohrungen und einem Schachtprofil, welche sich auf den nordwestlichen und südlichen Teil des Münsterischen Kreidebeckens verteilen und teilweise fast bis in die Mitte desselben reichen, geht hervor, daß die Kreidedecke mit 1—2° gegen Norden im allgemeinen regelmäßig einfällt. Das Streichen der Schichten ist fast W.—O., und nur im Westen bei Dorsten nimmt die Linie der gleichen Mergeltiefen die Gestalt einer jäh nach SO. und dann nach SW. wendenden Kurve an, verbunden mit steilerem Abfall der Schichten nach NW. Von Buer bis Berkum läßt sich mit annähernder Genauigkeit die Tiefe, bei der das Carbon anzutreffen ist, bestimmen. Im Baufelde der Schächte Blumenthal I und II dürfte ein absturzförmiger Höhenunterschied von 80 m auf eine lokale tiefere Erosion des Kohlengebirges zurückzuführen sein. Die Achse der Kreidemulde und ebenso deren tiefster Punkt liegt etwa 5 km nördlich von Drensteinfurt, die größte Mächtigkeit der Kreideformation dürfte 1100—1200 m nicht überschreiten.

Ferner werden je 4, in ca. 30—40 km Entfernung voneinander gelegte Längs- und Querprofile durch das Gebiet erläutert und zum Schluß berechnet, daß das Oberbergamt Dortmund mit Ausschluß des Ibbenbürener Gebiets einen Kohleninhalt von 52,2 Milliarden Tonnen bei einer Tiefe bis 1500 m enthält.

Joh. Böhm.

**H. Stille:** Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1905. 26. 140—172. Taf. 3 u. 1 Texttaf.)

Die Schichten zwischen dem *Brongniarti*- und *Cuvieri*-Pläner sind in der Gegend von Werl, Soest bis über Büren als Grünsande, in der Gegend von Paderborn und weiter nordöstlich als Pläner entwickelt; der Übergang zwischen beiden Fazies vollzieht sich im südöstlichen Teile der westfälischen Kreidemulde. Aus den Plänerkalken bei Neuenbeken führt Verf. eine größere Anzahl von Fossilien, so auch Cephalopoden auf, die bisher hier nicht nachgewiesen waren. Es sind dies *Pachydiscus peramplus*, *Helicoceras flexuosum* und *spiniger*, welch letzterer abgebildet wird, *H. polyplocum* form. aut. *saxonica*, *Baculites bohemicus*, *Scaphites Geinitzi* und *auritus* und *Crioceras ellipticum*. Südöstlich Paderborn ist bis Kirchborchen der Pläner ähnlich wie bei Neuenbeken entwickelt, doch südwestlich Kirchborchen finden sich bei Alfen und Niederntudorf die ersten Spuren der glaukonitisch-sandigen Entwicklung, die hier noch gering und auf die tiefsten Lagen der Zone beschränkt ist, dazu noch nicht überall in diesen auftritt. Ein paläontologischer Gegensatz der beiden Fazies macht sich insofern bemerkbar, als *Ostrea*, *Spondylus* und *Holaster planus*, die bei Neuenbeken usw. verhältnismäßig selten sind, in den glaukonitischen Schichten in großer Fülle der Individuen erscheinen, während Ammonitiden in ihnen sehr zurücktreten und die in der Plänerfazies z. T. nicht seltenen aberranten Formen (*Scaphites*, *Baculites*, *Heteroceras*) überhaupt noch nicht beobachtet worden sind. Nach Süden und namentlich Südosten nimmt die glaukonitisch-sandige Entwicklung allmählich zu und ergreift dabei immer jüngere Horizonte. Ihr petrographischer und paläontologischer Charakter erweist diese Grünsandfazies als eine Seichtwasserbildung, die jedoch nicht auf den Südrand der Mulde beschränkt ist, sondern sich auch am nördlichen Rande, am Osning, wenn auch zurücktretend, findet, wo sie sich im höchsten Teile der Scaphitenschichten dicht unterm *Cuvieri*-Pläner einstellt. Dieser Umstand weist auf Schwankungen des Meeresbodens in beiden Gebieten hin, die jedoch den schon zur frühesten Kreidezeit auftretenden Gegensatz in den Niveauverhältnissen beider Gebiete nicht ganz zu verwischen vermochten. In der *Cuvieri*-Zeit stellt sich der vor der Scaphitenzeit bestehende Zustand wieder ein, und so erscheint diese in ihrem frühesten Abschnitt, und z. T. auch schon die jüngste Scaphitenzeit, als eine Transgressionsperiode. Wie weit nach Süden der *Cuvieri*-Pläner über das heute von Kreide eingenommene Gebiet sich erstreckt haben mag, läßt sich nicht feststellen, da hier die Kreide wieder gänzlich verschwunden ist.

Im paläontologischen Teil wird eine Anzahl von Versteinerungen näher besprochen; hervorzuheben sind *Ventriculites angustatus* RÖM. var. *Zippei* REUSS, der abgebildet wird, ein neuer, unbenannter *Inoceramus*, der sich an *I. inaequivalvis* SCHLÖT. anschließt, ferner eine *I. Crispisii* sehr nahestehende Art.

Joh. Böhm.

W. Hill: Note on the Upper Chalk of Lincolnshire. (Geol. Mag. N. S. Dez. 4. 9. 1902. 404—406.)

A. Burnet: The Upper Chalk of North Lincolnshire. (Ibid. Dez. 5. 1. 1904. 172—176.)

Während nach HILL im östlichen Lincolnshire die Obere Kreideformation mit der Zone des *Holaster subglobosus*, die stellenweise [wie bei Lebbin, Ref.] plattenförmige Feuersteine führt und als ein Äquivalent des nodular Chalk im südöstlichen England sowie der Chalk Rock der Midland counties aufzufassen ist, abschließt, ward durch neuerliche Begehungen BURNET's in diesem Gebiete die Liste der Versteinerungen dieser Schichten erheblich vermehrt und noch das Vorkommen der Zone des *Micraster cortestudinarium* wahrscheinlich gemacht.

Joh. Böhm.

**A. J. Jukes-Browne:** The occurrence of *Marsupites* in Flints on the Haldon Hills. (Geol. Mag. N. S. Dez. 4. 9. 1902. 449. 450.)

**G. J. Hinde:** On the zone of *Marsupites* in the Chalk at Beddington, near Croydon, Surrey. (Ibid. Dez. 5. 1. 1904. 482—487.)

**G. E. Dibley:** The discovery of *Marsupites* in the Chalk of the Croydon area. (Ibid. 525—526.)

**W. Wright and B. C. Polkinghorne:** The discovery of *Marsupites* in the Chalk of the Croydon area. (Ibid. 622.)

In dem wahrscheinlich eocänen Kies, der die Haldon Hills bedeckt, werden Feuersteine mit Täfelchen von *Marsupites testudinarium* gefunden. Erst in 18 resp. 48 engl. Meilen Entfernung stehen die Upper Chalk resp. die *Marsupites*-Zone an. Vorausgesetzt, daß jüngere Kreidestufen als die Marsupiten-Schichten bei Haldon schon vor der Ablagerung der Bagshot beds zerstört worden sind, müssen etwa noch 500 Fuß Kreideablagerungen von der *Marsupites*-Zone abwärts bis zum Middle Chalk einschließlich hier der Abtragung anheim gefallen sind.

WRIGHT und POLKINGHORNE fanden in den unter tertiären Schichten um Beddington zeitweise aufgeschlossenen Kreideschichten u. a. Kelche von *Marsupites*; HINDE fügt eine Liste von 53 Arten, darunter *Uintacrinus* hinzu.

Joh. Böhm.

**A. J. Jukes-Browne und J. Scanes:** On the Upper Greensand and Chloritic marl of Mere and Maiden Bradley in Wiltshire. (Quart. Journ. Geol. Soc. 57. 96—125. Taf. 3—5. London 1901.)

Während in Kent und Dorset eine scharfe Grenze zwischen dem Selbornian (= Devizian in älteren Arbeiten des Verf.) und Cenoman besteht, schalten sich in Süd-Wiltshire und auf Wight Zwischenschichten ein, die schon früher Gegenstand der Untersuchung waren (dies. Jahrb. 1897. II. -508-). Bei Maiden Bradley sind unter dem Chloritic Marl aufgeschlossen:

- a) bräunlicher glaukonitischer Sand mit einer Lage von phosphatischen Konkretionen und Fossilien an der Basis,
- b) cornstones oder Kalkkonkretionen mit brauner phosphatischer Rinde,
- c) glaukonitischer Sand mit einigen zerstreuten Kalkkonkretionen,
- d) Hornsteinschichten.

Bei Rye Hill Farm ist dasselbe Profil aufgeschlossen.

Die Schichten a—c enthalten eine reiche Fauna, werden als Zone des *Catopygus columbarius* LAM. bezeichnet und, obwohl sie *Pecten asper* enthalten und zu der Fauna des Chloritic Marl (Zone des *Stauronema Carteri*) in engster Beziehung stehen, doch dem Selbornian zugewiesen.

Joh. Böhm.

**A. J. Jukes-Browne:** The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 1: The Gault and Upper Greensand of England. With contributions by WILLIAM HILL. (Memoirs of the Geol. Survey of the United Kingdom. London 1900. XIV u. 499 p. 2 geol. Karten. 83 Textfiguren.)

—: The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 2: The Lower and Middle Chalk of England. With contributions by WILLIAM HILL. (Ebenda. 1903. XIII u. 568 p. 1 geol. Karte. 7 Taf. 87 Textfig.)

—: The Cretaceous rocks of Britain. Vol. 3: The Upper Chalk of England. With contributions by WILLIAM HILL. (Ebenda. 1904. X u. 566 p. 1 Taf. 79 Textfig.)

Die Obere Kreide, der Verf. noch Gault und Upper Greensand angliedert, nimmt den Süden und Osten Englands ein, dehnt sich unter einer Bedeckung jüngerer Schichten im Osten bis zu einer Linie aus, die von West-Dorset zur Mündung des Wash gezogen werden kann, und tritt partienweise in Lincolnshire, Yorkshire und Devonshire auf. Ihr allgemein gegen Osten gerichtetes Einfallen wird durch O.—W. gerichtete Antiklinalen unterbrochen; mehrere derselben vereinigen sich zu der großen Weald-Sattelachse, die sich durch Hants und Sussex fortsetzt und das Hampshire-Becken vom Londoner Becken trennt. Wo sie vollständig entwickelt ist, wie auf Wight und im Hampshire-Becken, erreicht sie eine Mächtigkeit von ca. 1900 Fuß. Sie liegt im großen ganzen konkordant der Unteren Kreide auf, wenn auch beträchtliche Änderungen physikalischer und geographischer Art vor dem Beginn ihrer Ablagerung eintraten. Stellenweise finden sich Übergänge zwischen beiden, aber sie sind rapid. öfter folgt reiner Sand sandigem Ton und häufig liegt ein Lager von Geröllen oder ein solches von phosphatischen Knollen an der Basis der Oberen Kreideformation.

Verf. gliedert die Obere Kreide folgendermaßen, wobei auch die festländische Gliederung beigefügt ist.

Upper Chalk	{	Zone mit <i>Ostrea lunata</i>	}	Senon.
		" " <i>Belemnitella mucronata</i>		
		" " <i>Actinocamax quadratus</i>		
		" " <i>Marsupites</i>		
		" " <i>Micraster coranguinum</i>		
Middle Chalk	{	" " <i>correstudinarium</i>	}	Turon.
		" " <i>Holaster planus</i>		
		" " <i>Terebratulina gracilis</i> var. <i>lata</i>		
Lower Chalk	{	" " <i>Rhynchonella Cuvieri</i>	}	Cenoman.
		" " <i>Holaster subglobosus</i>		
Selbornian	{	" " <i>Ammonites varians</i>	}	Albien.
		" " <i>Pecten asper</i>		
		" " <i>Ammonites rostratus</i>		
		" " <i>interruptus</i>		
	{	" " <i>mammillatus</i>	}	

Die Obere Kreide greift im Osten und Westen Englands über die Untere Kreide hinweg. Infolge der Transgression finden sich längs dem damaligen Küstenverlaufe schmale Striche sandiger Ablagerungen, während im zentralen Teile des Meeres schlammige Sedimente zur Ablagerung kamen; jene stellen den Upper Greensand, diese den Gault<sup>1</sup>, beide demnach nur Faziesbildungen vor, für welche Verf. den gemeinsamen Namen Selbornian (in früheren Schriften von ihm als Devizian bezeichnet) in Vorschlag bringt. In Yorkshire, Lincolnshire und einem Teile von Norfolk ist das Selbornian durch den Red Chalk repräsentiert.

Die Zonen, in denen der Untere Gault im Süden Englands, so bei Folkestone, zerlegt wird: Zone des *Ammonites mammillatus*, Zone des *Amm. interruptus* und Zone des *Amm. lautus*. sind beschränkt und nicht weiter verfolgbare. Der Teil des Selbornian, der durch *Amm. rostratus* charakterisiert wird, ist lithologisch sehr veränderlich (mergelige Tone, malmstone, gaize, graue, grüne und gelbe Sande). Wohl läßt sich bei Folkestone und in Kent diese Abteilung noch in eine Zone mit *Amm. varicosus* und eine solche mit *Amm. rostratus* und *Amm. Goodhalli* zerlegen, doch weiterhin ist diese Trennung nicht mehr durchführbar.

Das Selbornian schließt nach oben mit den Warmünster beds, die *Pecten asper* führen und mehrfach vom Verf. behandelt sind (vergl. dies. Jahrb. 1897. II. - 508 -), ab.

Hinsichtlich der Trennung des Senon vom Turon bemerkt Verf., daß wohl hier und da die Zone mit *Micraster cor testudinarium* von der des *Holaster planus* getrennt werden kann, daß es aber zweifelhaft bleibt, ob die Fossilien jener in der Tat eine besondere zonale Gemeinschaft bilden. Im Süden Englands setzt sie die Zone mit *H. planus* fort, wie

<sup>1</sup> Die Herkunft des Wortes Gault ist zweifelhaft, kann aber vielleicht mit dem deutschen Worte kalt in Verbindung gebracht werden, und zwar in dem Sinne, wie der Landmann von kaltem Boden spricht.

auch ihre obere Grenze nicht immer deutlich ist. Es erscheint daher richtiger, beide Zonen als Unterzonen einer einzigen Zone aufzufassen.

Der eingehenden Darstellung jeder Zone in den einzelnen Gebieten ihres Auftretens gehen hinsichtlich ihres stratigraphischen Verbandes, petrographischen Ausbildung und Fossilführung geschichtliche Angaben sowie Abbildungen der Leitfossilien voraus und folgen Ausführungen über die Äquivalente im Pariser Becken, die mikroskopische Struktur sowie chemische Zusammensetzung ihrer Gesteine, über die bathymetrischen Bedingungen ihrer Entstehung, die ökonomischen Produkte (Baumaterialien, Zement, Phosphorit usw.), über das Antlitz, das sie der Landschaft aufprägt und die Wasserführung.

Zum Schluß der ersten und dritten Arbeit sind paläontologische Bemerkungen über *Acanthoceras Brotianus* D'ORB., *Desmoceras Beudanti*, *Hoplites auritus* Sow. var. *catillus* Sow., *H. dispar* D'ORB., *Actaeon affinis* Sow., *Natica Gentii* Sow., *N. rotundata* Sow., *Cardium gentianum* Sow., *Lima parallela* D'ORB. (non Sow.), *Eriphyla lenticularis* GOLDF., *Pecten elongatus* LAM., *P. hispidus* GOLDF., ferner *Actinocamax lanceolatus* Sow. (non SCHLOTH.), *A. Toucasi* JANET, *Scalaria decorata* RÖM. var. *fasciata* ETH., *Inoceramus latus* MANT. und *I. latus* GOLDF., *I. pictus* Sow., *Lima aspera* MANT., *L. elongata* Sow., *Spondylus latus* Sow., *Ostrea canaliculata* Sow., *O. lunata* NILSS., *O. hippopodium* NILSS., *O. semiplana* Sow., *Pecten Robinaldianus* var. *rhotomagensis* D'ORB., *Unicardium ringmeriense* MANT., *Pseudodiadema Brongniarti* AG., *Ps. Mackiei* WOODW., *Cidaris Sorigneti* DESOR, *Holaster planus* MANT. und *H. placenta* AG. angefügt.

Joh. Böhm.

J. v. Siemiradzki: Die obere Kreide in Polen. (Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. 1906. 54—64. 1 Textfig.)

Die obere Kreide in Polen zerfällt in zwei Abschnitte: Cenoman und turone Bildungen, die in allen Aufschlüssen nebeneinander oder in unmittelbarer Nähe auftreten, senone und postsenone Schichten, die ein geringeres Areal einnehmen und in sukzessiven Transgressionen ein allmähliches Zurückweichen des Kreidemeeres nach Nordwesten erkennen lassen. Die größte Verbreitung besitzt die Mucronatenkreide, die jüngeren Glieder des Maestrichtien sind an das Lublin-Lemberger Becken gebunden und die paläocene Transgression ist allein im nördlichen Teile des Gouvernements Lublin sichtbar. Es wird alsdann das Cenoman und Turon in Oberschlesien, bei Krakau, an der Ostseite des Polnischen Mittelgebirges in den Gouvernements Lublin, Ostgalizien, Wolhynien und Podolien, sowie Litauen eingehender besprochen (vergl. dies. Jahrb. 1902. II. -117-).

Durch Umlagerung der oberturone Schreibkreide mit Feuersteinen ist sowohl am Nordrande des wolhynisch-podolischen Plateaus als in Litauen eine weiche weiße Schreibkreide entstanden, die *Actinocamax quadratus* und *A. westfalicus* führt. Darüber folgen grauer Kreidemergel (Opohw) mit *Belemnitella mucronata*, die den Maestricht-Schichten ent-

sprechenden Schichten von Lemberg, grauer glaukonitisch-sandiger Mergel mit dunkelgrauen Konkretionen eines glaukonitischen Kalksteins, worin Cephalopoden fehlen. Diese Schicht geht allmählich in versteinungsleere paläogene, dem Danien wahrscheinlich entsprechende Schichten über.

Joh. Böhm.

**F. Ryba:** Zur Verbreitung der Kreideformation auf dem Blatte „Časlau und Chrudim“. (Sitz.-Ber. böhm. Ges. Wiss. Prag. Math.-naturw. Kl. Prag 1903. 5 p.)

Die Taldepression des Doubravka-Baches längs dem südwestlichen Fuße des Eisengebirges ist ganz oder teilweise von horizontal geschichteten Gesteinen cenomanen und turonen Ablagerungen ausgefüllt und zwar so, daß die tieferen, nicht immer deutlich zutage tretenden Sandsteine von den Plänen bedeckt sind, die als schmale Streifen in südöstlicher Richtung bis an die mährische Grenze ziehen. Außer den Aufschlüssen bei Janikowitz und am Hradiště-Berg (zwischen Malč und Libis) fand Verf. bei Na Rouzenim und dem Jägerhause Dreihof eine noch nicht bekannte Kreideinsel aus gelbem Pläner, der wie die erwähnten Lokalitäten den Weißenburger Schichten angehört und darauf hinweist, daß er mit den Plänerbildungen am rechten Doubravka-Ufer ursprünglich in Zusammenhang stand und diese ein größeres Gebiet, als bisher angenommen wurde, eingenommen haben.

Joh. Böhm.

**P. Choffat:** Contributions à la connaissance géologiques des colonies portugaises d'Afrique. II. Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola. (Commission du Service géol. du Portugal. 1905. 48 p. Taf. 1—4.)

Seitdem CHOFFAT 1888 alle Materialien für eine Geologie von Angola zu einem Übersichtsbilde zusammengefaßt hatte, sind eine Anzahl von Beobachtungen gemacht worden, über die nunmehr er in den Kapiteln Kamerun und Gabun, Loango und Landana, Breitengrad von Loanda, von Novo-Redondo nach Dombe-Grande, von S. Nicolau zum Kunene eingehend berichtet. Es ergibt sich daraus, daß die Ablagerungen der Küstenzone provisorisch in 4 Gruppen geteilt werden können: die unteren Sandsteine (bituminöse Sandsteine und Sandsteine des Dombe), die normale Kreide, das fossilführende Tertiär und die Oberflächenbildungen.

Alle diese Ablagerungen nehmen eine Zone von wechselnder Breite ein. Bei Ambriz treten die kristallinen Gesteine in 8—10 km Entfernung von der Küste auf, im Breitengrad von Loanda erreicht die Küstenzone wohl ihre größte Breite mit 150 km. Sie verringert sich südwärts rasch auf 25 resp. 15 km zwischen Benguella und Mossamedes, verbreitert sich nochmals, um an der Mündung des Coroca wieder auf 25 km zurückzugehen. Weiter südwärts verdecken Dünen den Kontakt der alten Gesteine mit denen der Küste und im Süden der Großen Fischbucht treten die kristallinen Gesteine an die Küste.



Die bituminösen Sandsteine und die Sandsteine des Dombe erstrecken sich vom Zaire bis Mossamedes; Kreideaufschlüsse sind von der Mündung des Dande bis zu der des S. Nicolau bekannt und finden sich vielleicht auch bei Bento-do-Sul und an der Großen Fischbucht. Fossilführendes Tertiär ist von Landana bis Pinda, im Süden von Cap Negro, in vereinzelt Aufschlüssen bekannt geworden.

Über die Tektonik ist nichts bekannt. Nach den Angaben der Reisenden liegen die Küstenbildungen fast horizontal, aber der Fund von oberer Kreide bei Senza-do-Itombe in der Nähe kristalliner Gesteine an der Stelle, wo die Küste ihre größte Breite erreicht, läßt darauf schließen, daß eine regelmäßige Schichtenfolge von jüngeren auf älteren Formationen nicht überall von Osten nach Westen hin stattfindet.

Die Küste selbst bildet bald Kreide, bald Tertiär und die Hügelreihe zwischen Cacuo und Bom-Jesus läßt die Anwesenheit einer Querstörung vermuten. Solchen Störungen verdankt die Litoralzone auch wohl die raschen Verschmälerungen von 150 bis auf 10 km Breite.

Die mesozoischen Ablagerungen gliedern sich in nachstehender Weise:

Senon	Sandsteine mit <i>Cardita Barronneti</i> • Sandsteine mit <i>Roudaireia Forbesi</i> und <i>Ostrea Baylei</i> (Sandstein mit <i>O. olisiponensis</i> )!	? Senza-Kalke mit <i>O. olisiponensis</i> und <i>Baculites</i> Rote Sandsteine mit <i>Avicula</i>
Turon Cenoman	Sandiger Kalk mit <i>Inoceramus Langi</i> Weiße Korallenkalke mit <i>Actaeonella</i> , <i>Nerinea</i> usw. Sandig-mergelige Kalke mit <i>Cyprina</i> <i>Ivensi</i>	
Vraconnien	Mergelige Kalke mit <i>Schloenbachia inflata</i>	
Albien	Mergel mit <i>Acanthoceras mammillare</i> , <i>Pholadomya pleuromyaeformis</i> , kleinen Lamellibranchiaten und Gastropoden	
	Rote und bunte Sandsteine Bituminöse Sandsteine	
Kristalline Schiefer und Paläozoicum		

Im paläontologischen Teile bespricht Verf. eine Anzahl von Fossilien, so insbesondere *Schloenbachia varicosa* Sow., *S. inflata* Sow., *S. simplex* n. sp., *S. elobensis* SZAJN., *S. Lenzi* SZAJN., *S. Neuparthi* n. sp., *Hamites* n. sp., *Anisoceras armatum* Sow., *Inoceramus Langi* n. sp. und *Ostrea olisiponensis* SHARPE.

Joh. Böhm.

**M. Boule et A. Thevenin:** Paléontologie de Madagascar. I. Fossiles de la Côte orientale. (Annales des Paléontologie. 1. 1906. 43—59. Taf. 1, 2.)

Nachdem 1899 bereits bei Fanivelona auf der Ostküste Madagascars eine senone Fauna entdeckt worden, wurde 1903 ein zweiter Fundort und zwar bei Marohita bekannt. Die Fauna an der ersteren Lokalität besteht aus mehreren Arten, aus denen *Lytoceras Indra* FORBES, *Fusus excavatus* BLANF., *Pugnellus crassicostatus* NOETL., *Volutilithes fanivelonensis* n. sp., *Ostrea ungulata* SCHLOTH., *Glycymeris orientalis*, *Anatina arcuata* FORBES, *Serpula* sp. und *Epiaster nutria* LAMB., *Hemiaster* sp. hervorzuheben sind, während bei Marohita *Turritella Breantiana*, *Ostrea ungulata*, *Gryphaea vesicularis*, *Cyprina cordialis* STOL., *Trigonia* sp. und *Noettingia Boulei* LAMB. vorkommen. Aus diesen Funden geht hervor, daß Madagascar gegen Ende der Sekundärperiode Insel war. Hat der indo-malayische Kontinent existiert, so bildete er zu dieser Zeit eine lange indische Halbinsel und eine Reihe von Inseln an den Stellen, wo heute Tiefen von 6000 m beobachtet werden.

Joh. Böhm.

## Tertiärformation.

**Friedrich Schöndorf:** Die Grorother Mühle, ein lehrreiches Profil des unteren Tertiärs des Mainzer Beckens. (Jahrb. Nassauischen Ver. f. Naturk. 58. 221.)

Bei einem Hausbau bei Frauenstein bei Wiesbaden wurden aufgeschlossen: Kies des unteren Meeressandes mit kleinen Quarzgeröllen und Blöcken von Sericit-Gesteinen, mit 12—15° einfallend, darüber flach geneigt 1—1,5 cm blaugrauer Cyrenenmergel, dann 10 cm hellgelbe Sande und weiter 6 cm graugrüne Sande mit unregelmäßigen Lettenschichten. Die Sande wurden als „Schleichsande“ gedeutet. Südwestlich davon stehen fossilführende Letten an, die hier fehlen (ebenso wie die Littorinellenkalke), zu oberst liegt „diluvialer Lehm mit Geschieben“ ca. 1 m.

von Koenen.

**F. Katzer:** Zur näheren Kenntnis des Budweiser Binnenlandtertiärs. (Ungar. Montan-Industrie- und Handelszeitung. 11. Budapest 1905. No. 7.)

An dem Ostrande des Budweiser Tertiärbeckens (Südböhmen) wurden in den letzten Jahren Schurfschächte und Tiefbohrungen ausgeführt, welche durchwegs nahe der Grundgebirgsgrenze angesetzt wurden, weil im Budweiser Binnenlandtertiär die Kohlenführung in den Randpartien des Beckens erfahrungsgemäß am reichsten zu sein pflegt. Eine dieser Bohrungen in der Nähe von Gutwasser wurde bis auf 88,40 m niedergetrieben; Verf. teilt das bei dieser Bohrung durchfahrene Profil mit. Ein Kohlenflöz wurde

nicht durchsunken; im tieferen Teile der durchfahrenen Schichten herrschten Sandsteine und Schiefertone vor, welche zahlreiche Granit- und Serpentinbrocken enthalten.

Wahrscheinlich hat die Sedimentzufuhr in das Budweiser Seebecken von Westen oder Südwesten aus dem Böhmerwald und dessen nördlichem Vorlande stattgefunden.

O. Abel.

F. Katzer: Die geologische Entwicklung der Braunkohlenablagerung von Zenica in Bosnien. (Wissenschaftl. Mitteilungen aus Bosnien und der Herzegowina. 9. Wien 1904.)

Verf. teilt folgendes Profil der braunkohlenführenden Ablagerungen von Zenica mit:

1. Grüngraue bis dunkelgrüne Sandsteine und Konglomerate, etwa 50 m.
2. Erstes Liegendflöz, bei Zenica 3 m, meist aber weniger mächtig.
3. Grüngraue sandige Mergel mit *Fossarulus* und *Limnaea* div. sp. indet. — In der Liegendpartie kieselige Mergelkalke. Mächtigkeit: 250 m.
4. Zweites Liegendflöz, 8 m.
5. Graue Mergel, in der Hangendpartie von Mergelkalken durchschossen; lagenweise reich an Unioniden (*Lampsilis* sp.); seltener treten große Linnäen und *Fossarulus* cf. *tricarinatus* BRUS. auf. — Zahlreiche Pflanzenreste. Mächtigkeit der Serie: bis 200 m.
6. Drittes Liegendflöz, bei Zenica 1,2 m.
7. Lettenmergel, schichtweise reich an Schalen der Gattungen *Limnaeus* und *Fossarula*.
8. Hauptkohlenflöz, bei Zenica 9,5 m.
9. Sandige Kalkmergel, stellenweise gefüllt mit *Fossarulus tricarinatus* BRUS. und Samen von *Carpolites alatus* ENGELHARDT n. sp. und *Carpolites foveatus* ENGELHARDT n. sp. — Vereinzelte Kohlen-schmitzen. 40 m.
10. Hangend-Kohlenflöz, bei Zenica 4 m.
11. Dünnpaltige Mergelkalke mit zahlreichen Pflanzenabdrücken und *Glyptostrobos*-Resten, lagenweise *Fossarulus pullus* BRUS. sehr häufig. In den *Glyptostrobos*-Schichten *Pisidium* und *Sphaerium* div. spec. indet. sehr häufig. In der hangendsten Partie Fischreste und ein Froschskelett. Mächtigkeit bis 200 m.
12. Sandige Mergel, bei Verwitterung in schweren, braunen, schmierigen Lehm übergehend. 300 m.
13. Kalkkonglomerate, mit zahlreichen Resten von *Congerina croatica* BRUS., *C. Fuchsi* PIL., *C. cf. zagabiensis* BRUS., *Limnocardium* sp., *Melania Escheri* MES., *Melanopsis arcuata* BRUS., *M. cf. Visianiana* BRUS., *Limnaea* sp. — Bis 600 m mächtig.
14. Süßwasserkalke (diskordant auflagernd).

Die Gesamtmächtigkeit beträgt sonach rund 1700 m.

In der Erstreckung gegen Südosten erfährt die Ausbildungsform der Braunkohlenablagerung von Zenica manche Veränderungen, welche nament-

lich die hangende Konglomeratstufe (13) betreffen; ferner sind die mittleren Schichten (5—11) mehr zusammengedrängt; im südöstlichen Randteile der Ablagerung von Zenica—Sarajewo tritt ein Liegendflözzug auf, welcher bei Zenica fehlt; im Südwesten erscheint über der Konglomeratstufe (13) noch eine Lignit führende Schichtgruppe.

Die Hauptschichtenreihe der Zenica—Sarajewoer Braunkohlenablagerung gehört dem Oligocän an. O. Abel.

**Paul Combes fils:** La découverte dans les sables dits d'Auteuil, à Passy, d'une faune franchement marine. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 5. 745.)

CAYEUX hatte in den Sanden von Auteuil eine Brackwasserfauna gefunden; jetzt wurde darin außer zerbrochenen Muschelschalen und Wurmröhren eine *Membranipora* beobachtet. von Koenen.

**Maurice Leriche:** Observations sur la classification des assises paléocènes et éocènes du bassin de Paris. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 5. 683 und Ann. soc. géol. du Nord. 34. 383.)

Das Pariser Becken hat während des Paläocäns und Eocäns eine Anzahl Oszillationen erlitten, so daß marine und Lagunen- resp. Kontinent-Bildungen abwechseln, nach verschiedenen Seiten also mächtiger werden resp. sich auskeilen. Der Name Yprésien muß für die Sande von Cuise und den Londonton bleiben, und es ergibt sich folgendes Schema:

England	Belgien	Pariser Becken	
Barton-Ton	{ Asschien pars Wemmelen	Sande von Marines und Cresne	Bartonien
Obere Bracklesham-Schichten, <i>Numm. variolarius</i>	Lédien	Sables de Beauchamp	Lédien
Untere Bracklesham-Schichten	{ Laekenien Bruxellien Paniselien	Calcaire grossier	Lutétien
London-Ton	Yprésien	Sables de Cuise	Yprésien
Thanet-Sande	Landénien Montien	Sables de Bracheux Calcaire pisolitique	Landénien Montien.

von Koenen.

**G. Dollfus:** Critique de la classification de l'Éocène inférieure. (Ann. soc. géol. du Nord. 34. 373. Febr. 1906.)

Das marine Äquivalent des Sparnacien der Lignites ist nicht sicher bekannt, doch haben diese große Verbreitung und sind auch in Belgien

durch Bohrlöcher nachgewiesen, so daß sie als besondere Stufe beizubehalten sind, an deren oberer Grenze die Schichten von Linceny liegen; diese könnten daher ebenso wie die schwarzen Gerölle von Oldhaven auch zu den Sanden von Cuise gezogen werden. Ferner wird das Landénien, Thanetien, Yprésien nach der Auffassung DUMONT's und anderer Geologen besprochen und endlich eine spezielle Einteilung gegeben; es folgen danach von oben nach unten im Pariser Becken:

Cuisien:	Sparnacien:	Thanetien:
e. Ton von Laon.	e. Sand u. Sandstein von	e. Kalk von Rilly mit
d. Sand v. Visigneux etc.	Chaillerois, Ton mit	<i>Physa gigantea</i> .
c. Sand von Cuise-la-	<i>Ostrea bellovacina</i> .	d. Weißer Sand von Rilly,
Motte.	d. Sand, Ton und Lignit	Jonchery etc.
b. Sand von Aizy-Jony.	von Vauxbruin.	e. Sande von Bracheux.
a. Sand und Kies von	c. Süßwassermergel mit	b. Glaukonitsand mit
Sainceny.	<i>Potamides</i> von Gran-	<i>Pholadomya Konincki</i>
	ves, Mont-Bernon etc.	von Laon, Brimont etc.
	b. Sand, Ton, Lignit von	a. Sand m. <i>Cyprina Mor-</i>
	Rilly etc.	<i>risi</i> , fehlt im Pariser
	a. Sand von Versigny,	Becken?
	Ton von Vaugirard,	
	Konglomerat von Ne-	
	mours, Ternay etc.	

von Koenen.

Paul Combes fils: Sur les concrétions calcaires à la base du Sparnacien. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 5. 648.)

In den seit lange bekannten Konkretionen von der Basis des Sparnacien finden sich außer Kalkspat und Schwefelkies, sowie Cölestin-Kristallen in Dünnschliffen in der Mitte Spuren von fossilem Holz oder Knochen.

von Koenen.

G. Di-Stefano: Sull' esistenza dell' eocene nella penisola Salentina. (Rend. Accad. Lincei. (5.) 15. 1. Sem. Fasc. 8. 423—425. Roma 1906.)

DAINELLI hatte das Vorkommen von Eocän im südlichsten Teile der Terra d'Otranto geleugnet. Verf. hat aber selbst bei Tricase, Gagliano etc. weiße Kalke gesammelt, die *Alveolina elongata*, *Nummulites Mollii*, *N. complanata*, *N. Guettardi*, *N. curvispira*, *Lepidocyclina* etc. enthalten und ganz in der Fazies des Mte. Gargano erscheinen. An dem Auftreten des mittleren Eocäns (Grobkalkstufe) ist also nicht zu zweifeln. Wahrscheinlich steht auch Rudistenkalk in derselben Gegend an. Deecke.

Joh. Böhm: Über einen Furchenstein und Tertiär in Dahome. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Briefl. Mitt. 56. 1904. 141—144. 2 Textfig.)

Ein von Herrn Bergassessor a. D. HUPFELD vom Lama-Sumpfe in Dahome mitgebrachtes Kalkstein-Handstück zeigt auf seiner Oberfläche *Dactylopora cylindracea* LAM., Foraminiferen, Fragmente von *Pecten*, *Lima* und *Arca* und insbesondere *Venus (Textivenus) Hupfeldi* n. sp. sowie eine *Turritella*, die auf *T. Eschi* OPPENHEIM selbst hinweist oder ihr doch nahe steht. Es gehört diese Fauna höchst wahrscheinlich dem Eocän an. Ferner ist die Oberfläche von Längs- und Quersfurchen durchzogen, so daß das Handstück sich als einer der an Seerändern weit verbreiteten Furchensteine charakterisiert.

Joh. Böhm.

## Quartärformation.

W. Ramsay: Beiträge zur Geologie der rezenten und pleistocänen Bildungen der Halbinsel Kanin. (Fennia. 21. 7. Helsingfors 1904. 66 p. 4 Taf.)

Die Küstenerosion (vielleicht durch Senkung unterstützt) liefert Nischenbildung durch Abrutsch und Ausweichen, Abschneiden von Flußwindungen; Dünenbildung, Treibholz- und Bimssteinanschwemmung wird beschrieben.

Das Glazial und ältere Quartär besteht von oben nach unten aus folgenden Gliedern:

Oberste Moräne,  $M_3$ , Geschiebesand und -lehm; oft nur sehr dünn oder fehlend.

$S_3$ , geschichteter Sand, blockfrei, meist auch fossilfrei, fehlt z. T.

$M_2$ , Moräne, Geschiebemergel, 4—15 m, enthält mehr Kalkstein, Ton-schiefer u. a. als  $M_3$ , bildet häufig die oberste Schicht der glazialen Ablagerung.

$S_2$ , geschichteter, blockfreier Sand, z. T. mit Tonwechsel; teils nur dünn, teils bis über 20 m.

$M_1$ , unterer mächtiger Geschiebemergel, z. T. Lokalmoräne.

$M_2$  und  $M_3$  verhalten sich wie Grund- und Innenmoräne.

Die Geschiebemergel enthalten zuweilen sekundäre marine Muschel-fragmente; daher ist die Moräne z. T. aus alten Meeresablagerungen gebildet, bei Lamposchnja findet sich eine Muschelablagerung, die primär ist (wenn nicht Scholle).

Die Geschiebe sind 1. lokale, aus Kanin, besonders im Paë anstehend, 2. fennoskandische und 3. timan-uralische. Letztere können verschieden erklärt werden: durch einstige weitere Verbreitung des Anstehenden, durch Blockverfrachtung auf dem Mesen oder als Wirkung der großen nord-uralischen Vereisung.

Die fennoskandische Eisdecke hat sich nicht über den Timan ausgedehnt, sondern stieß westlich von ihm mit dem timan-uralischen Eise zusammen. Nach Abschmelzen bildeten sich große Urstromtäler, aber ohne Talsand, sondern mit Marsch- und Sumpfbildung.

Über die marine boreale Transgression äußert sich RAMSAY, daß sie nicht so ausgedehnt war, wie man früher meinte, das Meer drang nur in Gestalt weiter Buchten in die unteren Teile der großen Täler ein. Die Lager mit marinen Mollusken zwischen zwei Moränen zeigen Wechsel des Klimas, von arktisch nach boreal und umgekehrt; das Meer hatte sich schon vor der Ausbreitung der oberen Moräne zurückgezogen, denn zu oberst enthalten die intramoränen Ablagerungen Süßwasser- und Landbildungen. Da marine Bestandteile auch schon der ältesten Moräne eingemengt sind, haben präglaziale, postpliocäne marine Schichten Material zur Bildung der Moräne geliefert. RAMSAY sagt, daß die weit verbreiteten marinen Mollusken und Sedimente im nordrussischen Pleistocän nicht von einer einzigen Epoche stammen, sondern daß hier z. T. Rückstände von präglazialen und z. T. von interglazialen Bildungen vorliegen.

E. Geinitz.

---

J. Felix: Über einige norddeutsche Geschiebe, ihre Natur, Heimat und Transportart. (Sitzungsber. Naturf. Ges. Leipzig. 3. Febr. 1903. 1—14.)

Beschreibt das von DEECKE in Pommern gefundene Vorkommen von Geröllen von *Thamnastraea (Centastraea) concinna*; sodann ein Eichenholz aus Geschiebelehm bei Leipzig; der Fund von Wesenberger Gestein bei Leipzig wird so gedeutet, daß diese Steine schon auf sekundärer Lagerstätte waren, als sie der Grundmoräne des Inlandeises einverleibt wurden, und zwar denkt Verf. dabei an eine Verfrachtung durch Treibhölzer in tertiären Strömen (vielleicht ebenso im Sylter Miocän). E. Geinitz.

---

A. Wichmann: Over Ardennengesteenten in het Nederlandsche Diluvium benoorden den Rijn. (K. Akad. v. Wetensch. Verslag 14. Amsterdam 1905.)

Auf einer Karte ist der Verbreitungskegel von Ardennengesteinen im Diluvium nördlich des Rheins angegeben. Es sind vorzüglich folgende: cambrische Quarzite und Phyllite (mit Pyritkristallen) von Revin und Deville, Porphyroide aus derselben Gegend, Kohlenkalk mit *Productus striatus* und Crinoidenkalk von Visé und Dinant, Jura (Oxford) mit *Terebratula Thurmanni* von der Gegend südwestlich Mezières, sowie eocäne Nummulitenhorneusteine von Treton.

Der Transport der Maas- und Rheingesteine muß vor der Ablagerung der skandinavischen Findlinge erfolgt sein, also im Beginn der Haupteiszeit, und zwar wohl kaum durch Wasser, sondern durch Eis. Z. T. sind

es sehr große Blöcke, sie haben einen Weg von 105 km gemacht und dabei den Rhein überschritten. Die großen Quarzitblöcke in der Campine stammen wahrscheinlich auch aus den Ardennen. Gletscherspuren in den Ardennen sind freilich nur gering, doch zeigt Verf., daß dies zu erklären ist; er meint weiter, daß Ardennengeschiebe früher weiter nach Norden geführt waren und dann zusammen mit skandinavischen zurück südlich verfrachtet wurden.

Die spätere mächtige Wasserwirkung der Maas bedingt auch, daß südlich des Rheins mehr kleine und gerollte Steine vorkommen; die Annahme eines altdiluvialen Maasästuars sei nicht richtig.

E. Geinitz.

---