

# **Diverse Berichte**

## Geologie.

### Allgemeines.

**E. Erdmann:** Sveriges Geologiska Undersöknings utställning vid Allmänna Konst- och Industri-utställningen i Stockholm 1897. (Geol. Fören. Förhandl. 19. 389—440. 1897.)

Wie aus dem vorliegenden Verzeichniss der Karten, Photographien, Sammlungen und Publicationen zu ersehen ist, war die Sveriges Geologiska Undersökning bei der 1897 in Stockholm veranstalteten allgemeinen Kunst- und Industrieausstellung sehr vollständig vertreten. Der ausführliche Bericht gewinnt durch die mehr oder minder eingehenden Erläuterungen zu den verschiedenen Ausstellungsgegenständen besonderen Werth.

J. Martin.

**Fr. B. Weeks:** Bibliography and Index of North American Geology, Paleontology, Petrology and Mineralogy for the Year 1896. (Bull. of the Unit. States Geol. Survey. No. 149. 152 p. 1898.)

Die Anordnung dieser Literaturübersicht ist dieselbe wie in den Bull. 130, 135 und 146 (dies. Jahrb. 1898. I. - 464-). Th. Liebisch.

**M. Klittke:** Die geologische Landesaufnahme von New South Wales. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. 278—292. 305—314.)

Wie im vorigen Jahre für Canada (dies. Jahrb. 1898. I. - 465-), so hat Verf. jetzt für New South Wales eine Übersicht der Publicationen der geologischen Landesaufnahme zusammengestellt. Diese Veröffentlichungen begannen im Jahre 1851 mit dem ersten Bande der Papers relative to Geological Surveys of N. S. Wales. Im Jahre 1874 wurde eine besondere Aufsichtsbehörde für das Bergbauwesen in dem Department of Mines geschaffen, die von 1876 an Annual Reports herausgibt. Daneben erscheinen seit 1889 die Arbeiten der geologischen Landesaufnahme unter dem Titel Records of the Geological Survey of N. S. Wales.

Th. Liebisch.

**P. Franco:** Ancora del Vesuvio ai tempi di Spartaco e di Strabone. (Boll. Soc. Geol. Ital. 17. 76—80. 1898.)

Die Angaben STRABO's über den Vesuv und ein in Herculanium gefundenes Bild hatte FRANCO in der Weise combinirt, dass er aus beiden das Fehlen des heutigen Eruptionskegels zur Zeit des AUGUSTUS beweisen wollte. Dagegen hat DE LORENZO Einwendungen gemacht und besonders das Bild anders gedeutet. Der rechts vom Monte Somma vorhandene Gipfel soll nach ihm der Vesuvkegel sein, nicht, wie FRANCO wollte, ein Berg des Appennins. In diesem Aufsatz widerlegt letzterer die Ansicht DE LORENZO's und meint, die Angaben STRABO's würden dann völlig unzutreffend sein, was doch nicht vorauszusetzen wäre. Auch liesse sich am Golf von Neapel an der Westseite sehr wohl eine Stelle finden, bei welcher sich die Configuration des Bildes ergäbe.

Deecke.

**S. Sudhaus:** Aetna. Leipzig. 1898. 8°. 230 p.

Das Buch ist von einem Philologen für Philologen geschrieben, es enthält aber so viel auch für Geologen Interessantes, dass eine kurze Besprechung hier angezeigt scheint. Das Werk ist ein Commentar zu dem Lehrgedicht Aetna, dessen Abfassung in die Zeit nach 30 n. Chr. und vor 79 n. Chr. fällt. Der Autor ist nicht bekannt, nur so viel ist nach der von dem Herausgeber vertretenen und durch viele Belege gestützten Ansicht gewiss, dass seine Hauptquellen die Lehren von POSIDONIUS waren. Dem lateinischen Text ist eine sehr ansprechende deutsche Übersetzung beigegeben, darauf folgt eine ausführliche Darstellung der antiken Hypothesen über Erbeben und Vulcanismus, und den Schluss bildet der eigentliche Commentar. Die Darstellung der antiken Hypothesen über Erdbeben etc. ist mit grossem Fleisse und Verständniss ausgearbeitet, und jeder Geologe wird viel Wissenswerthes darin finden; vorausgeschickt wird eine kurze Beschreibung des Aetna, bei der, wie auch im folgenden, die neuere geologische Literatur, soweit wie zum Verständniss nothwendig, benutzt wird. Besonders anziehend aber sind die Beschreibungen vulcanischer Erscheinungen in dem Text selbst, und zum erstenmal ist, wie Ref. von befreundeter philologischer Seite mitgetheilt wird, durch die Kritik des Herausgebers der wesentliche Inhalt des Werkes richtig und klar erkannt und vollkommen zutreffend in der deutschen Übersetzung wiedergegeben worden, namentlich gilt dies auch da, wo es sich um geologische Dinge handelt.

Wir geben von dem Inhalt nach der Übersetzung hier einige Proben; der Autor sagt: „Mein ganzes Trachten gehört der Wahrheit, singen will ich von der Kraft, die den glühenden Aetna toben lässt und die dem Gierigen immer neue Gluthen zuführt.“

„Klumpenweis (glomeratim) wird ein Sandregen aus der Tiefe ausgestossen, glühende Massen sind in eiliger Bewegung, aus den Tiefen steigen die Bodenfundamente rollend auf, jetzt bricht Getöse aus dem ganzen Bereich des Aetna hervor, fahl glimmen jetzt die Feuer, unterbrochen von

dunkel erglühenden Sturzmassen . . . . Winde veranlassen mit ihrem Wühlen alle diese Evolutionserscheinungen, und wirbeln, was sie zu dichter Masse geballt, in dem entsetzlichen Gipfelkrater auf und wälzen Anderes aus der Tiefe nach. Und sie eben bilden die Ursachen, die jene interessanten Flammenschauspiele des Berges hervorbringen. Wenn sie gespannt sind, heissen sie Gas (spiritus), im schlaffen Zustande Luft.“ An anderer Stelle heisst es, wie von Siphondruck getrieben, springt der Gashauch auf und bricht tobend im ganzen Bereich des Aetna als Feuersäule los, „jene Triebkraft trägt Feuergarben und Stücke des Berges sammt schwarzem Sande empor und mächtige Felsen, erbebend durch den Zusammenstoss, lassen Getöse und zugleich glühende Flammen und Blitze hervorbrechen.“ Auch dass nach längerer Ruhe neue Ausbrüche um so heftiger werden, ist dem Autor wohl bekannt. Besonders lebhaft wird das Hervorbrechen der Lava geschildert: „Denn sobald er seine Kräfte regt und sturmdrohend entweicht, und mit seinem Vorgange den Boden und das durch seine verzweigten Adern getroffene Material mit sich fortreisst, so warnt ein dumpfes unterirdisches Getöse und Feuererscheinungen. Dann erachte es für angemessen zu flüchten und dem heiligen Vorgange zu weichen; du wirst auch alles von der sicheren Station des Hügels aus beobachten können. Denn ganz plötzlich kochen die mit dem mitgerissenen Gestein belasteten Gluthmassen auf, entzündetes Material drängt nach, verstümmeltes Trümmergestein wälzt sich empor und Schauer schwarzen Sandes prasseln dazwischen . . ., jene Flüssigkeit dagegen beginnt mehr und mehr zu kochen, schliesslich in Gestalt eines sanft fliessenden Flusses hervorzutreten, und lässt ihre Wogen von den ersten Höhen niedergehen. Allmählich ziehen dieselben bis zu 12 Milien in die Weite, denn nichts ruft sie zurück, nichts widersteht dem trümmerführenden Feuerstrom . . . . Die Ströme bleiben nun zwischen Ufern stehen und werden durch Abkühlung hart, allmählich treten die Gluthen nach innen zurück und die Massen werden ihres feurigen Aussehens entkleidet. Sodann stossen die einzelnen Laven nach dem Grade der Erstarrung Dampf aus und wälzen sich, allein durch die Schwerkraft niedergezogen, unter gewaltigem Getöse dahin, und wenn der Strom auf seinem Wege zur Tiefe von einem laut erdröhnenden festen Hinderniss abgelenkt wird, lässt er die getroffenen Stossstellen zerstieben, und wo er sich geöffnet hat, strahlt wieder sein glänzender Kern hindurch.“ Diese wenigen Proben mögen genügen, zu zeigen, wie gut die Erscheinungen beobachtet und wie anschaulich sie beschrieben sind. R. Brauns.

---

**Th. Kay:** On an Earthen Vase found in the Boulder Clay at Stockport. (Mem. and Proc. of the Manchester Lit. and Phil. Soc. (4.) 10. 87—92. 1896.)

Unter dem Geschiebelehm bei Portwood, nahe Stockport, liegt Formsand, welcher für Eisengiessereien gewonnen wird. Dabei wird der Geschiebelehm unterminirt und stürzt bisweilen hinab. Auf solche Weise rutschte wiederum ein grosser Block des letzteren in die Tiefe, wodurch

eine Vase entblösst wurde, die 13 Fuss unter der Erdoberfläche gelegen hatte. Das Profil ist von oben nach unten:

Ackerkrume 1 Fuss.

Sand  $3\frac{1}{2}$  Fuss.

Alluvialthon  $8\frac{1}{2}$  Fuss.

Geschiebelehm 11 Fuss.

In dem obersten Horizonte des Geschiebelehmes steckte die Vase zusammen mit noch drei anderen verschiedener Grösse, um Wein, Korn und Öl dem Todten mitzugeben. Die Tiefe von 13 Fuss macht es dem Verf. wahrscheinlich, dass die Vasen bereits in diluvialer Zeit vom Menschen in den Geschiebelehm beigelegt wurden.

Branco.

## Physikalische Geologie.

**J. B. Messerschmidt:** Relative Schweremessungen in der Schweiz. (Festschr. d. Naturforsch. Ges. in Zürich. 1746—1896. 8<sup>o</sup>. 2. Theil. 92—99. 1896.)

Die von MESSERSCHMIDT mit einem STERNECK'schen Pendelapparat für relative Schwerebestimmungen ausgeführten Messungen lieferten die folgenden Ergebnisse<sup>1</sup>. In dem ebenen Theile der Westschweiz, bei Genf, Lausanne, Neuenburg und Freiburg ist die Schwere um weniges geringer ( $g_0 - \gamma_0 = -0,10$  bis  $-0,20$  mm) als die normale gefunden worden, im Gebirge z. B. auf Naye dagegen bedeutend kleiner. Weiter östlich, der Hochebene folgend, bei Bern, Burgdorf bis Zürich und Effretikon ist die Differenz  $-0,30$  bis  $-0,50$  mm. Dem Rhein entlang von Feldkirch, im Anschluss an die Messungen des Herrn v. STERNECK in Tirol, bis Bregenz findet sich ein noch grösserer Unterschied von  $-0,60$  bis  $-0,70$  mm, am

<sup>1</sup> HELMERT hat aus einer grossen Anzahl Pendelmessungen einen theoretischen Werth für die Beschleunigung der Schwere abgeleitet:

$$\gamma = 9,7800 \left( 1 + 0,005310 \sin^2 \varphi \right) \left( 1 - \frac{2H}{R} \right) \text{ Meter, worin } \varphi \text{ die geo-}$$

graphische Breite, H die Meereshöhe und R einen mittleren Erdradius bedeutet. In einer Tabelle auf S. 95 giebt MESSERSCHMIDT eine Zusammenstellung der von ihm beobachteten Werthe g der Schwerebeschleunigung und der Unterschiede  $g - \gamma$  zwischen den beobachteten und den nach der HELMERT'schen Formel berechneten Werthen. Für die weitere Verwerthung des so gewonnenen Materials müssen die beobachteten und die berechneten Werthe der Schwerebeschleunigung auf die gleiche Fläche (Meereshöhe) reducirt werden. Sie werden dann mit  $g_0$  und  $\gamma_0$  bezeichnet. Hiebei sind die unterhalb einer Station und die etwa in ihrer Nähe befindlichen überragenden Terrainmassen zu berücksichtigen, wobei das Verhältniss der Dichte des sie bildenden Gesteins zur Dichte der ganzen Erde in Frage kommt. Obwohl man dieses Verhältniss nur angenähert kennt, entstehen dadurch keine für das allgemeine Resultat störenden Unzulänglichkeiten, indem plausible Aenderungen in der angenommenen Dichte nur wenige hundertstel Millimeter im Resultate ändern.

Bodensee bis Singen etwa  $-0,40$  bis  $-0,50$  mm. Dann wird die Differenz rheinabwärts kleiner, von Schaffhausen bis Laufenburg  $-0,10$  bis  $-0,30$  mm, und geht in der Gegend von Säckingen in einen positiven Werth über. In Rheinfelden, Basel, Liestal, auf dem Wiesenberg und auf dem Achenberg ist ein positiver Unterschied ( $+0,15$  bis  $+0,30$  mm) gefunden worden, während in Waldenburg, etwa 11 km südlich von Liestal und in Zofingen, etwa 11 km südlich von Wiesenberg, sich ein negativer ergab.

Auf dem östlichen Jura (Lägern) und bei Wettingen ist die Differenz  $g_0 - \gamma_0 = -0,50$  bis  $-0,60$  mm. Weiter südlich im Emmenthal, in der Gegend des Hallwilersees, bei Luzern, Saonen und Seewen, steigt der Unterschied auf  $-0,70$  mm, noch südlicher, dem Gotthard hinauf, wächst er noch mehr und scheint in der Gegend von Amsteg ( $-1,25$  mm) ein Maximum zu erreichen. Südlicher davon, in Göschenen, Andermatt und Biasca, werden die Differenzen wieder kleiner ( $-1,10$  bis  $-0,80$  mm), noch südlicher, am Einfluss des Tessin in den Langensee und am Luganersee, fallen sie auf  $-0,15$  bis  $-0,05$  mm. Es ist dadurch die gleiche Zunahme in den Differenzen gegen das Gebirge hin und die gleiche Abnahme gegen Süden hin in diesem Theil der Alpen gefunden worden, wie sie v. STERNECK in Tirol erhalten hat, welcher in den südlichen Ausläufern in der Gegend von Mori, Riva bis gegen Trient positive Werthe von  $g_0 - \gamma_0$  fand, die er mit dem dort befindlichen Trümmerfelde, genannt Salvini di San Marco, in Beziehung setzen zu müssen glaubt.

In der Ostschweiz, bei St. Gallen, Lichtensteig u. s. w., sind entsprechend den Zahlen am Bodensee, im Rheinthal und bei Zürich negative Abweichungen im Betrage von  $-0,50$  bis  $-1,30$  mm gefunden worden.

Einen auffallenden Unterschied bilden die Messungen auf dem Hohentwiel, für welche ein kleiner positiver Werth erhalten wurde, gegenüber denjenigen in Singen, für welche sich ein negativer ergab. Man kann diese Anomalie auf die dichten Phonolithmassen jenes Berges zurückführen.

Ein grösserer Sprung findet sich auch zwischen den Messungen im Rheinthal bei Laufenburg bis Basel einerseits und an dem im Schwarzwalde gelegenen Punkte Egg bei Säckingen andererseits. Eine ähnlich starke Differenz findet v. STERNECK südlich von Lemberg, für welche Gegend eine grössere Anzahl Beobachtungen einander controlirend das Resultat sichern. Da hier nur auf einem Punkte im Schwarzwald gemessen wurde, ist eine Controle vorerst noch wünschenswerth, da verborgen gebliebene Fehler nicht ausgeschlossen sind. So würde ein Mitschwingen des Stativs in Egg die Beobachtung im gleichen Sinne beeinflussen, wie es die Differenz angeht. Es sind auch von badischer Seite in dieser Gegend Messungen in Aussicht genommen. Für Basel mit seinen mehrfachen Controlen ist der positive Unterschied als gesichert anzusehen. Im Zusammenhang hiermit steht eine grosse Verwerfung, die westlich vom Werrathal an sich gegen Basel erstreckt. Wenn die Beobachtungen in Egg richtig sind, lassen sie auf einen erheblichen Massendefect unterhalb des Schwarzwaldes schliessen.

Th. Liebisch.

**F. Becke:** Über den gegenwärtigen Zustand des Vesuv. (Sitz.-Ber. d. deutsch. naturw.-med. Ver. f. Böhmen „Lotos“. No. 1. 10 p. 1896.)

Der kurze Aufsatz enthält die touristische Schilderung einer Vesuvbesteigung im Frühjahr 1895. Es werden die Ansicht des Kraters, der Lavaströme, etwas eingehender die Structur der Lava von 1631 und die Fumarolen auf dem Erguss von 1891—93 geschildert. Meinte MATTEUCCI, dass letztere den in der Lava gelösten Dämpfen entstammen, so ist BECKE eher geneigt, sie mit der grossen Radialspalte des Vesuvkegels in Verbindung zu bringen.

Deecke.

**H. Hill:** Ruapehu and the Volcanic Zone in 1895. No. IV. (Transact. of the New Zealand Institute Wellington. 28. 681—688. 1896.)

Auf der Nordinsel von Neu-Seeland befindet sich ein elliptisch gestaltetes vulcanisches Gebiet mit einer 140 (engl.) Meilen betragenden längeren und einer 75 Meilen betragenden kürzeren Axe. Die SW.—NO. verlaufende Axe erstreckt sich von dem 9000' hohen Ruapehu bis zur White Island in der Bay of Plenty. Die Oberfläche des ganzen Gebietes wird von Tuffen und Laven gebildet. Von den hier auftretenden Vulcanen ist in grossem Maassstabe nur der Nghauruhoe thätig, am Tongariro hatte man häufiger Dampfsäulen beobachtet, während der Ruapehu für erloschen galt. Am 1. Mai 1889 und am 10. März 1895 machte sich jedoch auch an ihm hydrothermale Thätigkeit geltend — eine Dampfsäule erhob sich wenigstens 1000' über dem Krater. Ein auf ihm liegender Kratersee zeigt sehr wechselnde Temperaturverhältnisse, Dampf geht von ihm aus — während er Ostern 1894 grün, kalt, mit Schwefelablagerungen an der Oberfläche erschien, war er am 5. April 1895 milchig, zeigte eine Temperatur von 128° F., Dampf erhob sich von seiner Oberfläche, die 10—12' tiefer lag als ein Jahr vorher, das Ufer war mit Schlacken bedeckt, zwischen denen sich zahllose heisse Quellen befanden. In einem ähnlichen letzten Stadium vor dem Erlöschen der vulcanischen Thätigkeit befinden sich der Tarawera und der Edgecumbe, während der Pi-hanga und Tauhara ebenso wie der Mt. Egmont bereits erloschen sind.

Milch.

**H. Hill:** On a Volcanic-dust Shower in Napier. (Transact. of the New Zealand Institute Wellington. 29. 571—572. 1897.)

In der Nacht vom 14. zum 15. December 1896 fiel in Napier ein grauer vulcanischer Staub, der mit einem Ausbruch des Tongariro in Verbindung gebracht wird.

Milch.

**P. Melikow:** Die Achtalischen Schlammvulcane. (Journ. russ. phys.-chem. Ges. 28. 429—430 und 545—551. 1896. [Russisch.])

Vom Verf. wurde ein beim Dorfe Gurdshanj gelegener Schlammvulcan untersucht, welcher zu den im Thale des Alasan, 20 Werst von Signach (Gouv. Tiflis) zwischen der Hauptkette des Kaukasus und einem seiner

cc\*

Ausläufer, den Höhen von Gomborj, gelegenen Vulcanen von Achtalj gehört. Er nimmt einen Flächenraum von 5—6 Dessjatinen ( $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$  Hektar) ein, der, vollständig vegetationslos, von grauen Staubmassen bedeckt ist. Auf ihm sind einige erloschene oder erlöschende niedrige Schlammkegel vertheilt, denen zeitweise Gase entströmen. In wirklicher Thätigkeit befindet sich nur noch ein Schlammvulcan. Aus seinem im Durchmesser 3 m breiten Krater wird eine schmutzige, dunkelgraue, halbfüssige Masse ausgeworfen, durch welche hindurch sich langsam gasförmige Producte den Weg bahnen.

Temperatur dieser Masse ca. 22° C. Sie besteht aus festen Substanzen, vorwiegend Thon, und einer wässerigen Flüssigkeit mit Naphthageruch und starker alkalischer Reaction. 100 Gewichtstheile der abfiltrirten, leicht gelblich gefärbten, völlig durchsichtigen Flüssigkeit vom spec. Gew. 1,015 bei 17,5° C. ergaben bei der Analyse die Werthe unter I, welche, wie unter II angegeben, verrechnet werden, wobei ein übrigbleibender Rest von Na mit den im Wasser befindlichen organischen Säuren in Verbindung gebracht wird. Diese letzteren destilliren nach der Zersetzung ihrer Salze durch Schwefelsäure mit Wasserdämpfen über und liefern ein opalisirendes, nach Buttersäure riechendes Destillat. Der Gehalt an Ammoniaksalzen konnte aus Mangel an Untersuchungsmaterial nicht bestimmt werden.

I	II	III
Si O <sub>2</sub> . . 0,00118	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> . . 0,1763	Si O <sub>2</sub> . . 6,46
SO <sub>3</sub> . . 0,00203	CaCO <sub>3</sub> . . 0,00525	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . 3,74
CO <sub>2</sub> . . 0,0889	MgCO <sub>3</sub> . . 0,02478	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . 4,36
Cl . . . 1,0676	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> . . 0,0036	CaO . . . 7,73
Br . . . 0,00583	NaCl . . . 1,73295	MgO . . . 1,56
J . . . 0,001356	NaBr . . . 0,00751	K <sub>2</sub> O . . . 0,18
CaO . . . 0,0035	NaJ . . . 0,0016	Na <sub>2</sub> O . . . 0,11
MgO . . . 0,0118	KCl . . . 0,029	CO <sub>2</sub> . . . 4,41
Na . . . 0,76026	LiCl . . . 0,00085	Hydratwasser u. } organ. Subst. } 5,72
K . . . 0,01518	1,98184	
Li . . . 0,00014		34,27

Der Sodagehalt des Wassers wird auf die gegenseitige Wirkung von NaCl und der Bicarbonate der Erdalkalimetalle in Gegenwart von colloidalem Thon zurückgeführt. Seinem Salzgehalt nach steht das Wasser des Schlammvulcanes Achtalj demjenigen der übrigen kaukasischen Schlammvulcane nahe, welche ausführlich von A. POTILIZIN beschrieben worden (Journ. russ. phys.-chem. Ges. 14. p. 300. 15. p. 179 u. 388, russisch). Nur ein Lithiongehalt wird in letzteren nicht angeführt.

Aus dem vom Wasser abfiltrirten Schlamm entbindet sich bei der Behandlung mit Säuren neben ziemlich viel CO<sub>2</sub> ein wenig SH<sub>2</sub>. Die mit dem SCHÖNE'Schen Apparat ausgeführte Schlämmanalyse ergab 83,68 % thonige Theile, im Übrigen Sand von verschiedener Korngrösse. Unter ersteren liess sich bei mikroskopischer Untersuchung ausser Thon und amorpher Kieselsäure die Anwesenheit von kleinen Calcitkryställchen,

Splittern von Orthoklas und Quarz constatiren. Auch die bei der Schläm-  
mung erhaltenen Sandantheile bestehen hauptsächlich aus Calcitkrystallen,  
Quarz und Feldspath, wozu sich noch Magneteisen gesellt. Mit Hilfe der  
Scheidung durch THOULET'sche Lösung liessen sich in verschwindender  
Menge noch nachweisen: Hornblende, Bronzit, Sanidin. Alles in Allem  
erinnert daher die petrographische Zusammensetzung des Schlammes sehr  
an diejenige des Schlammes der Vulcane von Baku. Ausserdem enthält  
er 0,008 %  $\text{NH}_3$ , begleitet von flüchtigen Aminbasen. Von 100 Gewichtstheilen  
der abgeschlammten thonigen Theile lösen sich in Salzsäure 34,27 %,   
Zusammensetzung der erhaltenen Lösung unter III.

Die Anwesenheit organischer Säuren, sowie von Ammoniak und Amin-  
basen in den Auswurfsproducten des Schlammvulcanes von Achtalj macht  
es wahrscheinlich, dass die im letzteren befindliche Naphtha ihren Ursprung  
thierischen oder pflanzlichen Resten verdankt. Doss.

**H. J. Sjögren:** Om några slamvulkanutbrott i Kaspiska  
regionen under åren 1892—96. (Geol. Fören. Förhandl. 19. 91—105.  
1897.)

Zeitungsberichten zufolge und nach Mittheilungen, welche dem Autor  
von T. FEGRAEUS zuzugingen, haben in den Jahren 1892—96 in der kaspischen  
Region verschiedene Schlamm- und Gasausbrüche stattgefunden. Im März  
oder April des Jahres 1892 erfolgte im Kaspischen Meer nördlich der Halb-  
insel Apscheron ein Schlammausbruch, welcher die Bildung einer Insel im  
Gefolge hatte. Auf der Insel Glinjanoj, welche zur Gruppe der Schlamm-  
vulcaninseln gehört, ereignete sich am 15. (27.) September 1895 ein reiner  
Gasausbruch, welcher im Gegensatz zu der Eruption vom 6. (18.) December  
1896 von keinerlei Schlammgerüssen begleitet war. Ein Gasausbruch wurde  
ebenfalls am 26. October (7. November) 1896 im Kaspischen Meer westlich  
der Insel Tscheleken beobachtet. Da innerhalb weniger Jahre verschiedene  
Fälle eingetreten sind, dass mit solchen Gasausbrüchen die Bildung von  
Inseln und Untiefen verbunden war, so verdient dies Phänomen im Inter-  
esse der Schifffahrt besondere Beachtung.

Von den hier erwähnten vier Schlamm- und Gasausbrüchen waren  
zum Mindesten zwei, wahrscheinlich drei von Feuererscheinungen begleitet.  
SJÖGREN führt die Entzündung der Gase auf die Temperaturerhöhung zu-  
rück, welcher jene bei der Eruption unterliegen. J. Martin.

**Ch. Davison:** On the Exmoor Earthquake of January 23,  
1894. (Geol. Mag. (4.) 3. 533—556. 1896.)

Verf. giebt eine kurze interessante Skizze des im Titel genannten  
leichten Bebens, erläutert durch ein Kärtchen mit den isoseismischen Linien.  
Es geht aus dieser Untersuchung hervor, dass dasselbe die Folgeerscheinung  
einer Verwerfung ist, welche in einer Länge von 6—9 englischen Meilen  
mitten durch das betreffende Schiefergebiet hindurchsetzt. Wahrscheinlich  
handelt es sich hier um eine minimale Überschiebung, welche auf einer  
Längserstreckung von mehreren Miles erfolgte. Branco.

**Ch. Davison:** On the Effect of the Great Japanese Earthquake of 1891 on the Seismic Activity of the Adjoining Districts. (Geol. Mag. (4.) 4. 23—27. 4 Fig. 1897.)

Am 28. October 1891 erfolgte zu Mino Owari, Japan, das starke Beben, welches von einer 40—70 englische Meilen langen Spalte ausging und eine horizontale Verschiebung von 5—6', eine verticale von 18—20' im Gefolge hatte. Überhaupt wurde das ganze Neo-Thal zusammengeschoben, so dass Punkte, die vorher 48' von einander entfernt waren, nachher sich nur noch in 30' Entfernung befanden. Mino Owari war ein bereits von früher her bekanntes Schüttergebiet. Es befand sich aber in der Umgegend auch eine Anzahl anderer Punkte, welche ebenfalls als Epicentra steter Beben bekannt waren. Verf. untersucht nun, mit Hilfe der MILNE'schen Tabellen, die Zahl der Stösse, welche diese Punkte von 1885 bis zum 28. October 1891 und dann von da bis Ende 1892 erlitten. Es zeigt sich, mindestens für einige, und zwar für die nächst Mino Owari gelegenen Punkte, dass hier nach dem grossen Beben die Zahl der Stösse eine verhältnissmässig grössere geworden ist, als sie vorher war. Verf. ist geneigt, das als eine Folgewirkung der gewaltsamen Pressung und Torsion zu betrachten, unter deren Herrschaft das Gebiet bei Mino Owari steht.

Branco.

**P. A. Öyen:** Bidrag til Jotunfjeldens glacialgeologi. (Nyt Magaz. f. Naturv. 36. 13—65. 1897.)

Verf. ist ein überzeugter Anhänger der Theorie der glacialen Erosion. Nach einigen Vorbemerkungen über die Grundzüge der Orographie Norwegens sucht er zunächst mit Hilfe der erratischen Blöcke, des Schrammungsphänomens und gewisser Eigenthümlichkeiten der Oberflächengestaltung den Nachweis zu führen, dass das ganze Land eine zusammenhängende Eisdecke getragen habe. „Wenn die Eisscheide im centralen Norwegen während eines Theils der Eiszeit östlich der Wasserscheide lag, so muss dieselbe bereits während einer sehr frühen Phase der Abschmelzung zurückgerückt sein, so dass Eisscheide und Wasserscheide im Wesentlichen zusammenfielen; denn schon sehr zeitig haben sich daselbst Eisströme entwickelt, welche von der centralen Höhenpartie divergirten — Eisströme, welche z. Th. auf die gegenwärtige Configuration bestimmend eingewirkt haben. Die Abschmelzung der Eisdecke und der Eisströme ist von Oscillationen begleitet gewesen; jedoch mangelt es noch an hinreichenden Detailuntersuchungen, um die verschiedenen Phasen verfolgen zu können. Botner [sogen. Cirken, Anm. d. Ref.], Sackthäler und Thäler gehen ohne irgendwelche bestimmte Grenze ineinander über und sind zufolge ihrer Entstehung genetisch zusammengehörig. Thalstufen und Binnenseen gehören genetisch zusammen, und die Abwechslung, welche diese Phänomene in der gegenwärtigen Configuration hervorbringen, spiegelt mehr oder minder concentrirte Partien der früheren Eisströme wieder. Botner, Sackthäler, Thäler und Binnenseen danken ihre Entstehung einer glacialen

Erosion; dass Schwachheitslinien, bedingt durch Dislocationen und stratigraphische oder petrographische Eigenthümlichkeiten, hie und da die Bahnen der Erosion beeinflusst haben, darf nicht mit der eigentlichen Ursache verwechselt werden.“ Verf. betrachtet es als ein Hauptresultat seiner Untersuchung, „nachgewiesen zu haben, dass die verschiedenen glacialen Phänomene ein und demselben genetischen Gesetz sich fügen“.

J. Martin.

E. Richter: Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. (Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Cl. 105. (1.) 147—189. Taf. I. II. 1896.)

Die gegenwärtige Landoberfläche Skandinaviens hat mit der ursprünglichen Begrenzungsfläche der gefalteten und gehobenen Massen, aus denen das Land aufgebaut ist, nichts mehr gemeinsam. Ungeheure Gesteinsmassen, nach BRÖGGER vielleicht 5000—10000 m mächtig, sind von jener ursprünglichen Oberfläche denudirt worden. Bei dieser Abtragung mussten die härteren widerstandsfähigeren Gesteine allmählich die Form von Erhöhungen annehmen, die weicheren diejenige von Vertiefungen. Auf die relative Höhe der einzelnen Theile der Oberfläche ist mithin nur die Denudation von Einfluss gewesen; und die Tektonik nur insofern, als durch diese die verschieden harten Gesteine in ihre gegenseitigen Stellungen geschoben wurden. In Norwegen sind nur krystalline Gesteine für die Physiognomie des Landes maassgebend. Deshalb wiederholen sich auch im ganzen Lande, mit Ausnahme des Lofotengebietes, die Formen der Oberfläche; Norwegens Landschaft wird aus diesem Grunde als monoton bzw. „stylvoll“ bezeichnet, je nach der Ausdrucksweise des Schildernden. Der auffallendste Zug im Charakter der norwegischen Landschaft ist der schroffe Gegensatz zwischen Fjord und Fjeld. Dort tiefe Thalspalten, hohe, steile, abstürzende Wände, die energischsten Erosionsformen, die man sich denken kann; hier flachwellige Berg- und Hügellandschaft, breite Thäler, noch breitere Rücken, ruhig, langgedehnt, einförmig.

Diese Fjelder bilden die typische Glaciallandschaft; sie geben einen Maassstab ab für das, was das Eis vermag, wie es wirkt; einen Maassstab, an dem man die zweifelhaften Eiswirkungen in anderen Ländern messen und prüfen kann. Obgleich so scheinbar die ganze Oberfläche nur glacialer Entstehung ist, lässt sich dennoch ein bereits praeglaciales Thalsystem erkennen. Dasselbe zeigt seine praeglaciale Entstehung dadurch an, dass es nach hydrographischen Gesetzen angeordnet ist; das springt sofort in die Augen, wenn man das Flussnetz dieses Gebietes ohne Terrain zeichnet. Dahingegen wirkt das Eis unhydrographisch; denn es hobelt überall die weicheren Gesteinsmassen aus den härteren heraus; auf solche Weise breite Mulden bzw. Seebecken schaffend und ein Entwässerungssystem bildend, welches ungemein complicirt ist mit verwickelten Wasserscheiden und zahlreichen Gabelungen und Wasserfällen. Freilich, das Eis hat auch jenem praeglacialen Thalsystem, dasselbe ummodelnd, seine Spuren eingedrückt.

Wo Eis in dem harten Gesteine Norwegens sich Thäler bildete, da hobelte es Trogthäler aus, deren glatte Wände auf Stunden hin ungegliedert und ungefurcht verlaufen; flache, halbcylindrische Thäler, in welche keine Seitenbäche münden; denn die Bäche des Fjeldes gleiten noch immer, ohne merkliche Rinnen eingegraben zu haben, an den glattgehobelten Gehängen hinab.

Auch Kahre oder Botner fehlen diesen Thalwänden gänzlich. Sie erscheinen erst eine Stufe höher, an den Kuppen, die aus der Fläche des hohen Fjeldes emporragen, nahe der Schneegrenze oder über derselben. Hier zeigen sich diese steilwandigen Felsamphitheater, die gleich Nischen in die Bergwand eingehauen sind. Welches ist ihre Entstehungsweise? Wollte man sie zurückführen auf Aushobelung durch Eis, so müsste man mit Recht fragen, warum das Eis gerade nur diese eine Nische am Abhange ausgefurcht, daneben aber das Gehänge gar nicht angegriffen habe. Auch lässt sich die Entstehung der sehr steilen Hinterwand der Nische nicht durch Eis erklären; wenn aber doch, so müsste es die Wand geschliffen haben, was nicht der Fall ist, während doch ringsherum alles immer noch die schleifende Wirkung längstvergangenen Eises zeigt.

So bleibt nichts übrig, als die Botner für eine Verwitterungserscheinung zu erklären: An der betreffenden Stelle war das Gestein weniger widerstandsfähig; eine kleine Nische brach aus; diese erweiterte sich centripetal mehr und mehr zum Circus. Liegt nun diese Nische weit unterhalb der Schneegrenze, so wird sie durch das Wasser zum Trichter ausgebildet, in die tiefste Stelle schneidet sich das Hauptrinnal ein, in die Nischenwände werden Gräben und Rippen hineingearbeitet. Liegt die Ausbruchsnische dagegen oberhalb der Schneegrenze, so fehlt das regelmässig laufende Wasser; ein Schneefeld oder Gletscher lagert sich in sie ein, welcher einen runden Kahrboden aushobelt.

In den Alpen haben sich die Kahre vielfach aus den oberen Spitzen ehemaliger Wasserfurchen entwickelt, indem auf wärmere Interglacialzeiten kältere Eisperioden folgten, wodurch eine solche Wasserfurche aus der Region der rinnenden Wasser in die des ewigen Schnees gerückt wurde. In Norwegen ist das selten der Fall; hier entstanden sie fast nur aus Verwitterungsnischen; nie liegen sie innerhalb der Vegetationsgrenze (1500 m ca.) und seltener gen S., als gen N., O. und W., weil der Südabhang der Erhaltung der Gletscher ungünstiger ist. So sicher nun bei den Kahren in Norwegen, ebenso wie bei der Schneegrube im Riesengebirge, eine Wasserwirkung ausgeschlossen ist, ebenso sicher werden andere Kessel, wie der bekannte Cirque de Gavarnie, doch wesentlich auf fließendes Wasser zurückgeführt werden müssen.

Fassen wir die Ausdehnung des Kahr-Phänomens in Norwegen ins Auge, so ergibt sich das folgende Bild: Unterhalb der Vegetationsgrenze arbeitet das Wasser an der Zerstörung des Gebirges in verticalem Sinne. Oberhalb derselben arbeitet die Wandverwitterung in horizontaler Richtung: Zahlreiche nischenartige Einbrüche, z. Th. schon zu gewaltigen Amphitheatern ausgeweitet, sind in die Wände eingegraben; und unablässig

arbeitet der Spaltenfrost daran, dass diese Botner sich mehr und mehr ausweiten, indem die Wände zurückweichen. Den Schutt führen die Gletscher aus dem Botner hinweg. Immer schmaler werden bei der rückwärtsschreitenden Erosion die trennenden Grate. Zuletzt greifen die Firnfelder dieser Kahre über die schmalen und zertrümmerten Grate hinweg; sie schmelzen zusammen: Eine einzige Eiskappe und ein Calottengletscher deckt dann das Gebiet, aus dem nur noch einzelne Grate oder Zacken von Graten herauschauen.

Wie längst bekannt, herrscht zwischen der Vegetations- und der Schneegrenze überall die stärkste Zerstörung. In allen Gebirgen bildet sich hier ein Denudationsniveau, welches die Gebirge abrasirt. Daher findet sich in dieser Höhe auch überall eine Gefällsknickung: Der Neigungswinkel nimmt plötzlich ab und steigert sich erst wieder da, wo die Denudation gerade an der Arbeit ist, d. i. im Hintergrunde der Botner. Die Botner sind also nicht die Folgen einer Inlandeisverglatscherung; sondern es sind in erster Linie Verwitterungsformen, an deren Ausbildung sich die Localverglatscherung betheiligte.

Von diesen Botnern unterscheiden sich die Sackthäler, welche ein Glied in der Formenreihe der Fjorde sind. Das gewaltigste Bild eines solchen Sackthales ist in Norwegen der Thalschluss bei Lunde in Jölster. An 1000 m hoch ragen die steilen Wände auf in diesem schaurigen Thalschlunde. Cascaden schwingen sich über sie herab, fallen in die Tiefe. Einst war hier ein Gletscherbett. Bei wärmer werdendem Klima entströmte dem Gletscher mächtiges Wasser, das sich rasch in das Bett einschnitt, dasselbe vertiefend, während hoch oben das Plateau durch die Firnbedeckung geschützt und ein Rückwärtsschreiten des Thales verhindert wurde. Hat auf solche Weise das fließende Wasser erst einmal das Gestein angeschnitten, so erfolgt durch Verwitterung und Nachbrechen der Wände dann leicht die halbkreisförmige Erweiterung der Thalschlucht. Da der Bach nicht, wie der Gletscher, alles Material hinauszuschaffen vermag, so bleiben gewaltige Sturzkegel in den Sackthälern liegen.

Die Fjordbildungen sind nach dem Verf. im Allgemeinen erosiv. Ihre inneren Theile tragen durchaus den Charakter von Erosionsthälern, wenngleich diese später glacial beeinflusst wurden. Aber dennoch bestehen zwei grosse Unterschiede zwischen diesen und den Erosionsthälern der Alpen: Die Fjordthäler sind im Durchschnitt viel steilwandiger und nähern sich mehr der U-Form; diejenigen der Alpen mehr der V-Form. Die Ursache liegt dort in der stärkeren Eiswirkung. Sodann sind die Fjordthäler viel ärmer an Verzweigungen als die Alpenthäler.

Eine Anzahl steilwandiger Haupttrinnen ist in Gestalt der Fjorde mit ausserordentlicher Gewalt 1000—2000 m tief in das wellige Fjeld ganz unvermittelt eingeschnitten. Alle anderen Wasserrinnen, obgleich oft nicht geringer an Wasser, sind matt und schwächlich geblieben und stürzen sich vom Fjelde aus in Cascaden hinab in die Haupttrinnen. Das ist das Wesen der Fjordbildung. Warum wurde die eine Rinne so bevorzugt vor den anderen, an sich gleichwerthigen? Als die Fjorde auf ihre heutige Form

gebracht wurden, waren sie mit Eis erfüllt. In den interglacialen Zeiten erfolgte ihre Vertiefung durch Gletscherflüsse, während ringsum das hochgelegene Fjeld mit Eis bedeckt war und der glacialen Abschleifung unterlag, welche die Berge wie das vorhandene Stromsystem abhobelte.

Branco.

H. Hill: Denudation as a Factor of Geological Time. (Transact. of the New Zealand Institute. Wellington. 28. 666—680. 1896.)

Verf. erklärt sich zunächst gegen den Versuch, das Alter der Erde auf physikalischem Wege zu ermitteln und wendet sich sodann gegen die Annahme, dass es möglich sei, durch Berechnung der Denudation, resp. von Aufschüttungsmassen irgend einen Zeitraum der Erdgeschichte direct durch Zahlen auszudrücken. Als Beweis für die Schwankungen der Menge des durch Flüsse in das Meer transportirten Materiales führt er an, dass die an der Ostküste der Nordinsel von Neu-Seeland zwischen Cape Turnagain (ca.  $40\frac{1}{2}^{\circ}$  südl. Br.) und East Cape (ca.  $37\frac{1}{2}^{\circ}$  südl. Br.) mündenden Flüsse durchschnittlich in 450 Theilen 1 Theil feste Substanz (gelöst und mechanisch suspendirt) enthalten, während zur Zeit von Hochwasser bis  $\frac{1}{20}$  des ganzen Stromes von erdiger Substanz gebildet werden. Schliesslich wird berechnet, dass die Überschwemmungen im December 1893 und Januar 1894 dem Gebiete zwischen dem angegebenen Theil der Ostküste und den Ruahine- und Raukumaru-Bergen im W. so viel festes Material entführt haben, dass eine durchschnittliche Erniedrigung des ganzen Gebietes um ca. 30 cm stattgefunden hat. Als Unterlage für diese Rechnung dienen die in Tabellenform mitgetheilten Angaben zahlreicher Landbesitzer über die Mengen des in ihrem Gebiete weggeschwemmten Landes.

Milch.

J. Früh: Zur Kritik einiger Thalformen und Thalnamen der Schweiz. (Festschrift d. Naturforsch.-Ges. in Zürich. 1746—1896. 8°. 2. Theil. 318—339. Taf. 3. 1896.)

Verf. erläutert eingehend die Bezeichnungen: A. Combe, Ruz und Cluse, B. Roffla, Klingen, Krachen.

Th. Liebisch.

Chr. Kittler: Über die geographische Verbreitung und Natur der Erdpyramiden. Inaug.-Diss. Erlangen. 8°. 56 p. Abbild. im Text. Ansbach 1897.

Verf. beschreibt recht ausführlich: I. Die geographische Verbreitung der Erdpyramiden und behandelt dann II. Die Entstehung der Erdpyramiden. Er gelangt zu folgendem Ergebniss:

Die Erdpyramiden sind „durch Steilerosion von oben oder auch von unten durchbrochene Kämme von Schuttwänden oder die letzten aufragenden Überreste von theilweise oder ganz verfallenen Schuttmauern“.

Sie treten besonders in Gegenden mit unregelmässiger zeitlicher Vertheilung der Niederschlagsmengen an entblösten Rändern, steil ab-

stürzenden Plateaus, die durch Giessbäche zerlegt sind, in den mannigfaltigsten Formen auf.

Zur Entstehung — eine Folge ungleicher Abtragung — bedarf es folgender Vorbedingungen:

I. Mürben, leicht abbröckelnden Schuttmateriales, das durch ein cementartiges Bindemittel Festigkeit genug besitzt, in steil abstürzenden Wänden anzustehen.

II. Unregelmässige zeitliche Vertheilung der Niederschlagsmengen, namentlich Regenfall in Güssen, der die Haupt-Erosions- und -Denudationsarbeit zu besorgen hat. Die erodirende Thätigkeit des Wassers kann von oben wie von unten angreifen. Dazu gesellen sich Wirkungen des Windes, des Frostes, der Sonnenstrahlen.

III. Mitwirkung eines Giessbaches, der Anhäufung des abgestürzten Materials verhindert durch Weiterbeförderung. **A. Steuer.**

**W. A. Brend:** Notes on some of the Lakes of Caernarvonshire. (Geol. Mag. (4.) 4. 404—407. 1897.)

Seit den zahlreichen Arbeiten von MARR über die Entstehungsweise der Seebecken der englischen Seenplatte ist dort die Aufmerksamkeit auf dieses Thema gelenkt worden. Verf. bespricht dasselbe in vorliegender Mittheilung in Bezug auf einige Seen des Glacial-Gebietes. Für einige ergibt sich Entstehung infolge von Abdämmung durch Moränenmaterial; für andere aber durch Senkungen des Erdbodens. **Branco.**

## Petrographie.

**U. Grubenmann:** Über den Tonalitkern des Iffinger bei Meran (Südtirol). Eine geologisch-petrographische Skizze. (Festschrift d. Naturf.-Ges. in Zürich. 1746—1896. 8°. 2. Theil. 340—353. Taf. 4. 1896.)

Das vorherrschende Gestein des Iffingerstockes ist ein Quarzglimmer-Norit (spec. Gew. = 2,71). Die centralen Theile sind hornblendereicher (s = 2,82), Quarzhornblendediorit; die Randbildungen (s = 2,69) neigen durch Abnahme des Plagioklases nach dem Biotitgranit und Amphibolbiotitgranit hinüber. (Über die mikroskopische Beschaffenheit der Tonalite vergl. W. SALOMON, dies. Jahrb. 1892. I. - 69- und F. BECKE, dies. Jahrb. 1895. I. - 309-.) Biotit ist theils älter, theils gleichalterig mit Hornblende. Die oft völlig automorphe Gestalt der Plagioklase spricht dafür, dass ihre Ausscheidung wenigstens z. Th. neben der Krystallisation der farbigen Silicate erfolgte. Kaliumfeldspath ist jünger, Quarz der zuletzt ausgeschiedene Gemengtheil, dessen Entstehung local aber auch schon in der Schlussphase der Plagioklasbildung erfolgt sein mag. Der Tonalit beherbergt zahlreiche rundliche basische Concretionen und dunkle

Einschlüsse, die gelegentlich dem Gestein ein geflecktes bis breccienartiges Aussehen verleihen. An Stelle der normalen, massigen Textur nimmt das Gestein nicht nur im Randgebiete, sondern auch in Zonen, die durchaus den centralen Theilen des Iffingerstockes zugezählt werden müssen, bald mehr, bald weniger ausgesprochen lenticularen bis schieferigen Habitus an. U. d. M. zeigen die grossen Quarzkörner allgemein undulöse Auslöschung; bald werden sie zu ausgesprochenen Streifenquarzen, bald erscheinen sie ausgereckt zu Quarzlinsen, die selbst wieder lenticularen Bau aufweisen; zur eigentlichen Kataklase kommt es dabei nicht. Die gefügigeren Plagioklase verbiegen, falten und verwerfen ihre Zwillinglamellen; dabei können auch sie unter randlicher Zertrümmerung zu Linsen ausgequetscht werden; gleichzeitig geht ihre Substanz im Sinne einer räumlichen Concentration (F. BECKE, dies. Jahrb. 1896. II. 182; vergl. 1899. I. -247-) mehr oder weniger vollständig über in Zoisit, Epidot, Sillimanit und Sericit, wobei fein lamellirter Albit sich zwischenlagert. Diesen Vorgängen parallel geht die Ausfaserung des Biotits, seine successive Bleichung, Chloritisirung und Sericitisirung; die Hornblende nimmt den schilfigen Habitus an oder epidotisirt sich.

In den peripherischen Theilen der Tonalitmasse sind porphyrische und aplitische Gesteinsformen ausgebildet.

Ferner erscheint in der Gefolgschaft der Tonalite eine Reihe von Ganggesteinen, die der Verf. später ausführlich beschreiben wird.

Von besonderem Interesse ist die Schieferhülle des Tonalits. Sie besteht aus Muscovit- und Biotit-Glimmerschiefer und -Gneiss, Tonalit- und Phyllit-Gneiss, amphibolitischen, chloritischen, sericitischen und granatführenden Schiefen, Quarziten, untergeordnet auch graphitischen Thonschiefern. In weiterem Abstände scheinen ihr noch gewöhnliche und marmorisirte Kalke anzugehören. Diese Schieferreihe ist älter als der spätriadische tonalitische Kern, denn sie wird vielfach von Lagern und Gängen durchsetzt. Die Schiefer mit ihren Intrusionen und der Tonalit haben im Zusammenhange mit der allgemeinen Auffaltung der Alpen starke Lagerungsstörungen erlitten. Es soll noch näher untersucht werden, bis zu welchem Grade und in welcher Weise diese Vorgänge die Spuren der Contactmetamorphose (vergl. W. SALOMON, dies. Jahrb. 1892. I. -69-) theilweise verwischt und neben sie oder an ihre Stelle die Producte der Dynamometamorphose gesetzt haben.

Th. Liebisch.

**M. Weibull:** Basiska eruptiver inom V. Silfbergsfältet i södra Dalarne. (Acta Universitatis Lundensis. 23. Fys.-Sällsk. Handl. 8. 34 p. Tab. I—III. Lund 1897.)

Im westlichen Silfbergsfält in Süd-Dalarne beobachtete WEIBULL einige basische Eruptivgesteine, welche trotz des verhältnissmässig beschränkten Verbreitungsgebietes von ca. 1 km Länge und  $\frac{1}{2}$  km Breite verdienen, ausführlicher beschrieben zu werden. Es handelt sich hier nämlich um eine Reihe von diabasähnlichen Grünsteingängen, welche von

den beiden von TÖRNEBOHM aufgestellten Sätzen: — „die Diabase in derselben Gegend sind von demselben Typus“ und „die Diabasgänge in derselben Gegend sind annähernd parallel, mögen sie demselben Typus angehören oder nicht“ — eine bemerkenswerthe Ausnahme bilden. Dass jene Gänge in gewisser Hinsicht petrographische Verschiedenheiten aufzuweisen haben, ist freilich gerade hier zu erwarten, da W. Silfbergfält als der Vereinigungspunkt eines ganzen Schwarms verschiedenartiger Diabasgänge betrachtet werden dürfe, welche 15—30 km weiter im NW., N. und NO. angetroffen wurden und theils dem Äsby-, theils dem Öje-Typus angehören.

In der Slättgrube zunächst treten verschiedene, unregelmässig verlaufende Gänge auf, die aus einem typischen Melaphyr bestehen. Beachtung verdienen hier auch die Contacterscheinungen. Einer der Gänge unterscheidet sich von den übrigen dadurch, dass der Melaphyr frei ist von Augit und Magnetit. In unmittelbarer Nähe dieses nur unbedeutenden Ganges findet sich ein sehr mächtiger Gang von Augitporphyrit. Die in der Nachbarschaft der Cederkreutzgruben und in den Märnas- und Lustigkullagruben beobachteten Gänge dagegen bestehen aus Diabas. Die Gesteine der beiden erstgenannten Localitäten gleichen einander so sehr, dass sie augenscheinlich von derselben Magmaeruption herrühren. Der Diabas von Lustigkulla dagegen wird besser dem Enstatitporphyrit zur Seite gestellt, der, nach den zahlreichen losen Blöcken zu urtheilen, muthmaasslich in der Nähe ansteht.

In ihrem geologischen Vorkommen, in ihren mineralogischen Charakteren und vor allen Dingen in ihrer chemischen Zusammensetzung stehen alle diese Gesteine in naher Beziehung, so zu sagen in Blutsverwandtschaft zu einander, weshalb nicht zu bezweifeln ist, dass sie Differentiationsproducte desselben Magmas sind, in einigen Fällen sogar nur verschiedene Ausbildungsformen ein und desselben Differentiationsproductes darstellen.

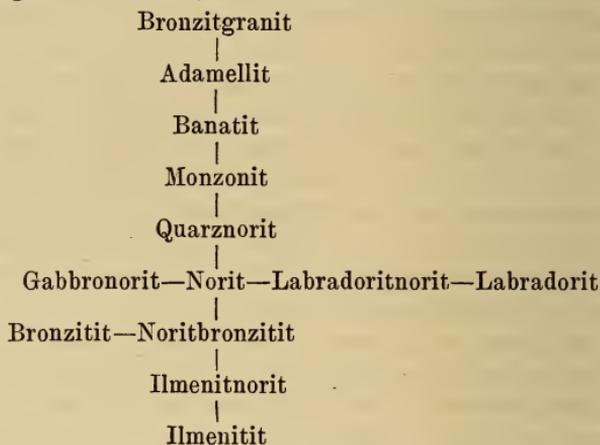
Um ihre chemischen, petrographischen und geologischen Eigenthümlichkeiten zu erklären, wird angenommen, dass in Übereinstimmung mit dem Verlauf der äussersten Diabasgänge in St. Tuna und in den Silfbergskirchspielen das Magmabassin die Form eines Conus gehabt habe, dessen Spitze bei W. Silfbergfält gelegen gewesen sei. Infolgedessen müsse hier die Abkühlung am raschesten erfolgt sein, was eine Anhäufung der basischen Bestandtheile im Gefolge gehabt habe, während die sauren mehr in der Mitte des Magmabassins sich ansammelten. Die verschiedene Breite der Gänge und die dadurch bedingte verschieden rasche Abkühlung soll dabei in gewissen Fällen zu verschiedenen Ausbildungsformen ein und desselben Magmaproductes Anlass gegeben haben. J. Martin.

---

**Carl Fred. Kolderup:** Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. I. Das Labradorfelsgebiet bei Ekersund und Soggendal. (Bergens Museums Aarbog. 1896. No. V. 1—224. Mit 5 Karten und Tafeln und 15 Fig. im Text. Nebst einem Anhang mit Druckfehlerverbesserungen. Ibid. 1897. No. II. 17.)

Im westlichen Norwegen werden drei getrennte Gebiete von Labradorfels eingenommen, und zwar: 1. bei Ekersund und Soggendal, 2. bei Bergen und 3. bei Voss und Sogn. Das erste dieser Gebiete, 1450 km<sup>2</sup>, hat Verf. untersucht, eingehend beschrieben und kartographisch dargestellt. Die Gesteine, die hier vorkommen, sind: Norit, Labradorfels, Monzonit, Adamellit, Banatit mit einer Anzahl von Ganggesteinen, die jene Tiefengesteine durchsetzen.

Unter Norit wird im Sinne von ROSENBUSCH ein abyssisches Gabbrogestein, bestehend aus rhombischem Augit und basischem Plagioklas, verstanden, wozu sich immer ein Erz und zuweilen monokliner Pyroxen, Hornblende, Biotit und Quarz gesellen. Die Beziehung zu anderen Gesteinen ergibt sich aus folgendem Schema, bei dem der Norit die Mitte bildet:



Von besonderem Interesse ist die saure Übergangsgruppe, die die Norite mit den Bronzitgraniten verbindet. Der Quarznorit bildet bald Gänge, bald centrale Partien in dem Soggendallakkolith; er enthält von Spuren bis 30 % Quarz, aber der Feldspath ist z. Th. nicht saurer als Labrador und das Gestein ein echter Quarznorit. In den meisten Fällen wird aber der Feldspath mit zunehmendem Quarzgehalt anders und saurer und das Gestein nähert sich den Quarzdioriten oder durch Zutreten von Orthoklas den Plagioklas-Orthoklasgesteinen. Die Bezeichnungen dieser: Monzonit, Banatit und Adamellit sind im Sinne von BRÖGGER gebraucht (dies. Jahrb. 1896. II. -433- ff.), so dass unter Monzonit die basischeren (50—60 % SiO<sub>2</sub>), unter Adamellit die sauren (mehr als 67 % SiO<sub>2</sub>), und unter Banatiten die intermediären Orthoklas-Plagioklasgesteine zu verstehen sind. Eine Anzahl von Analysen zeigt, dass in dieser Entwicklungsreihe vom basischen Norit bis zum Bronzitgranit mit SiO<sub>2</sub> auch Na<sub>2</sub>O und K<sub>2</sub>O zu- und TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO und CaO abnimmt, d. h. dass mit Zunahme der Alkalifeldspathe und des Quarzes eine Abnahme der Erze und der Magnesiumeisensilicate Hand in Hand geht. Die Monzonite finden sich als centrale Typen in dem Monzonitgebiet von Haeskestad, und als peripherische in dem Banatitgebiet sw. von Farsund, und stellen Spaltungsproducte des ursprünglichen Labradorfelsmagmas dar. Die Banatite bilden

centrale Typen s $\ddot{o}$ . von Farsund und gehen im Adamellitgebiet des Listerlandes ganz allmählich in Adamellit über, die ihrerseits in dem Lakkolith von Birkrem mit dem Bronzitgranit eng verknüpft sind, der ein Natrongranit und dessen Feldspath ausschliesslich Mikroperthit ist. In dem grossen Labradorfelsgebiet treffen wir von der Grenze nach dem Centrum einen allmählichen Übergang von einer noritischen Grenzfacies (Birkrem-Helland) zum reinen Labradorfels (Slettebö): Pyroxen und Erz nimmt ab, der Feldspath zu, und dementsprechend steigt der SiO<sub>2</sub>-Gehalt (von 46,85 auf 52,42) und die Alkalien. Der MgO-Gehalt steigt in diesen Gesteinen bis zu einem Maximum bei den Ilmenitnoriten und sinkt dann auf ein Minimum bei den reinen Ilmenititen; für die obere Grenze der Ilmenitnorite wird der SiO<sub>2</sub>-Gehalt auf 40 %, und für die untere auf 6 % festgesetzt. Die Übergänge zwischen den Noriten und Gabbros bilden die Noritgabbros und die Gabbro-norite. Zu den letzteren stellt Verf. die früher von ROSEBUSCH als Gabbro bezeichneten Ganggesteine von Ekersund und giebt die Grenzen zwischen diesen einzelnen Typen nach dem relativen Gehalt an rhombischem und monoklinem Augit an. Die durch primäre Hornblende ausgezeichneten Gesteine wurden nur bei Gegenwart von Orthoklas oder saurem Plagioklas anders benannt als Norit oder Gabbro, da es bei der Charakterisirung der grossen Gesteinsfamilien mehr auf die verschiedene Zusammensetzung der Feldspathe als auf das mehr oder weniger zufällige Auskrystallisiren dieses oder jenes Mg-Silicates ankommt.

Die Zahl der in diesen Gesteinen beobachteten Mineralien beträgt 31. Sie sind in verschiedener Weise in den einzelnen Typen vereinigt: Der Labradorfels wird von einem, die Gabbro-norite werden von zehn bis zu Mineralien gebildet. Primär sind, und zwar wesentliche Gemengtheile: Plagioklas vom Bytownit bis zum Albit, meistens Labrador; Mikro- und Kryptoperthit; Orthoklas und Mikroklin, als selbständige Individuen nur in den Banatiten und von Farsund; rhombische Pyroxene (Enstatit, Bronzit, Hypersthen) vielfach stark umgeändert, am wenigsten meist der letztere; monokline Pyroxene (Diallag, auch Augit und Diopsid); Hornblende, meist schmutzig-grün und stark pleochroitisch, nur in wenig Gesteinstypen und nur im Hornblendebanatit reichlich; Biotit, gleichfalls selten; Quarz, nur in den Monzoniten, Banatiten, Adamelliten und dem Bronzitgranit, stets als letzte Ausscheidung; Ilmenit, nach Plagioklas und rhombischem Augit am verbreitetsten, wenn auch vielfach nur in geringen Mengen, vielfach Mg-haltig, bis zu 5,14 % MgO. Accessorische primäre Mineralien sind: Olivin, sehr spärlich und selbst zweifelhaft; Apatit; Zirkon; Pyrit; Spinell, grün; Magnetit; Kupferkies; Magnetkies. Als secundäre Mineralien werden aufgeführt: Granat, Serpentin, Chlorit, Bastit, Epidot, Kupfer, Eisenoxydhydrat, Muscovit, Kaolin, Paragonit, Anatas, Kalkspath.

Die Structur ist die eugranitische (hypidiomorph-körnige) der Tiefengesteine. Die Krystallisationsfolge ist im Allgemeinen: I. Pyrit, Zirkon, Spinell, Apatit, Ilmenit, Kupferkies und Magnetkies. II. Hornblende, rhombischer Augit, Olivin, Biotit, monokliner Pyroxen. III. Plagioklas.

IV. Orthoklas und Mikroperthit. V. Quarz. Diese Reihe ist von dem Mengenverhältniss der Bestandtheile nicht unabhängig; sie ist an den Mg-Silicaten schwierig im Einzelnen festzustellen. Auch centrische Structuren um Ilmenitkörner, sowie eine bandförmige Anordnung der Gemengtheile wurde beobachtet, dagegen keine specifischen Grenzstructuren; im Allgemeinen wird das Korn nach der Grenze hin auch nur wenig feiner.

Die grosse Haupteruptionsserie der Labradorfelse. Von dem Gesammtumfang der hier betrachteten Gesteine von 1450 km<sup>2</sup> begreift das Haupteruptionsgebiet des Labradorfelses allein 1000 km<sup>2</sup>. Der Labradorfels zerfällt dann wieder, abgesehen von einigen extremen Spaltungsproducten, in Labradorite und Labradornorite, alle charakterisirt durch den grossen Plagioklasgehalt. Infolge dessen ist viel Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und CaO, und wenig Fe, MgO, FeO und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vorhanden. Auch Apatit ist sehr spärlich. Das Korn ist meist grob und die Feldspathindividuen werden bis 4 cm, im Labradornorit von Hitterö bis 12 cm lang. Der fast nur aus Labradorfeldspath bestehende Labradorit ist hellroth. Der Labradornorit lässt schon mit blossem Auge MgO-Silicate und Erze erkennen; seine Farbe ist häufig violett. Makroskopisch werden folgende Varietäten unterschieden: 1. hellrother Labradorit (Ogne, Rekeffjord); 2. violetter Labradorit (Ekerö, Tovdal); 3. weisser Labradorit mit grünlichen Streifen von Zersetzungsproducten des Labrador (Aaensire, Bru, Hedlaren bei Jössingfjord); 4. violetter Labradoritnorit (Ekersund); 5. hellröthlicher, eugranitisch-körniger Labradornorit (Helland); 6. hellröthlicher Labradoritnorit mit parallel angeordneten Streifen von Pyroxenen und Erzen (Kydland); 7. weisser Labradoritnorit mit parallelen Streifen von Pyroxenen und Erzen (Ekerö); 8. grosskörniger, bläulichgrauer Labradorit (sö. von Haeskestad und auf Hitterö). Man ersieht aus dieser Aufzählung die vielfache äussere Verschiedenheit dieser Gesteine. Ihr specifisches Gewicht ist beim Labradoritnorit nie unter 2,7, steigt bis 3,124, und ist stets höher als das der Labradorite:  $G = 2,68$ . Die Eruption beider Gesteine, der Labradorite und Labradornorite, geschah ziemlich, aber nicht ganz gleichzeitig. Man sieht die Labradoritnorite durch alle möglichen Übergänge mit den Labradoriten verbunden, aber man sieht auch einen Gang von violettem Labradoritnorit im Labradorit aufsetzen. Der hellrothe Labradoritnorit scheint nur als Grenzfacies des grossen Labradorfelsgebietes aufzutreten. In einem Profil von Ekerö nach Birkrem trifft man im Süden eine verhältnissmässig basische Grenzzone mit etwas Hypersthen, dann folgt in ganz allmählichem Übergang ein normaler Labradorit, und zuletzt gegen die nördliche Grenze ein Labradoritnorit, und so auch an anderen Orten. Von den centralen Theilen des Gebietes nach den peripherischen kommt man der allgemeinen Regel nach, von den saureren Typen zu den etwas basischeren, womit eine Vermehrung des MgO- und Fe-Gehaltes verbunden ist. Die eingehende Beschreibung einer Anzahl typischer Gesteine aus dieser Reihe giebt einen Einblick in die Zusammensetzung und die structurellen Verhältnisse derselben. Diese Gesteine sind von den jüngeren Tiefengesteinen, von denen sie durchbrochen werden, contactmetamorphisch verändert, aber nur un-

wesentlich, und ohne dass eine Zufuhr von Stoff in das alte Gestein stattgefunden hätte. Auf einige Beispiele wird speciell eingegangen. Als Concentrationsproducte der ersten Eruptionsserie werden einige extrembasische Ausscheidungen im Labradorfels beschrieben, die z. Th. in situ gebildet allmählich in das normale Gestein übergehen, oder scharf abgegrenzt gegen dieses, durch einen Nachschub an ihre jetzige Stelle gebracht worden sind. Es sind dies: 1. sulphidische Concentrationsproducte, vorwiegend Magnetkies; 2. oxydische Concentrationsproducte (Ilmenit); 3. Mg-Fe-Silicate (Hypersthen). Diese Concentrationsmassen sind aber nicht an bestimmte Gesteinstypen gebunden. Magnetkies kommt an vier Orten in klumpenförmigen Massen oder Gängen vor. Auch der Ilmenit bildet Gänge, das Erz geht aber stellenweise deutlich in das Nebengestein über. Die Concentration der Mg-Fe-Silicate besteht darin, dass stellenweise rein aus Hypersthen bestehende linsenförmige Massen im Labradorfels liegen. Was die Ganggesteine der ersten Haupteruptionsserie betrifft, so findet man Gänge von Labradorit mit scharfen Grenzen gegen den durchbrochenen Labradorit, sodann Labradoritnoritgänge ganz analog dem Labradoritnorit des Lakkoliths; ein Gang s. von Fuglestad stellt ein Übergangsglied zwischen den bisher betrachteten Gesteinen der ersten Eruptionsserie und den jüngeren Gabbro-norit dar; es wird speciell beschrieben. Endlich findet man pegmatitische Labradoritnoritgänge (Labrador-Hypersthen-Titaneisengänge aut.), in denen die farbigen Gemengtheile reichlicher sind als im normalen Gestein und die, namentlich im Kirchspiel Soggendal, in Masse vorkommend den Übergang zu den dort auftretenden Noriten bilden.

Das Noritgebiet von Rekefjord und Soggendal. Die Ostseite des Rekefjords wird von bewachsenen dunklen Noriten, die Westseite von nackten, röthlichen und violetten Labradorfelsen gebildet, die Grenze beider Gesteine folgt im Allgemeinen dem Fjord, weiter nördlich wird sie durch Täler gebildet. Die hier vorkommenden Gesteine sind Quarzgabbro-norite (centrale Typen) und Gabbro-norite, durch weitere Magmendifferenzirung aus den Labradoritnoriten des eben betrachteten Hauptgebietes hervorgegangen. In der Grenzzone nimmt die Menge der Mg-Silicate zu und die Plagioklase werden etwas basischer als in der Mitte. Die herrschende Structur ist auch hier die eugranitische, in der Mitte ist das Korn mittel bis grob, an der Grenze fein. Eine Apophyse geht vom Norit in den Labradorit und lässt letzteren als älter erscheinen; das etwas abweichende Verhalten des Apophysengesteins drückt Verf. mit dem Namen Bronzitdiabas aus. Der Norit wird von Gängen von Diabas- und Ilmenitnorit und Pegmatit durchsetzt, die aber einer späteren Eruptionsperiode angehören.

Quarznorit von Hitterö. Der ein wenig Quarz enthaltende sonst normale Norit bildet eine mächtige gangförmige Masse von überall ziemlich gleichförmiger Ausbildung, in jeder Hinsicht sonst entsprechend dem Norit vom Rekefjord und wohl wie dieser jünger als der umgebende Labradorfels, in den auch ein Quarznoritgang hineinsetzt.

Das Monzonitgebiet von Haeskestad. Das Gebiet hat eine grosse Ähnlichkeit mit dem Quarznoritgebiet vom Rekefjord, aber das

Gestein enthält so viel Mikropertthit und damit  $K_2O$ , dass es aus der Reihe der Plagioklasgesteine heraustritt. In einem Grenzgebiet findet sich Olivin, der einzige sichere jener ganzen Gegend. In der Grenzzone hat eine weitgehende Spaltung des Magmas stattgefunden. Die hier vorkommenden Gesteine sind Olivinmonzonite und Gabbronorite, während das Hauptgestein als Hypersthenmonzonit zu bezeichnen ist. Eine Anzahl von Gesteinstypen werden speciell beschrieben.

Das Adamellitgebiet von Birkrem. Der mittlere  $SiO_2$ -Gehalt der Gesteine wird zu 67% geschätzt, also wesentlich höher als bei den bisher betrachteten. Saurere Typen haben bis 73,47%  $SiO_2$ , in einer noritischen Grenzbildung sinkt die  $SiO_2$  auf 49,89%, die Magmaspaltung ist hier eine sehr weitgehende. Im südlichen Theil herrschen basischere alkaliärmere und an  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$  und  $CaO$  reichere Grenzgesteine, die als Norite und Labradoritnorite bezeichnet werden. Eine fast nur aus Bronzit bestehende Grenzfacies wird Noritbronzit genannt. Die Gesteine dieses Gebietes sind stärker verwittert als die umgebenden Labradorfelse, die Gegend ist daher dort waldig. Die mehr basischen Typen haben Gabbro-, die saureren Granitstructur mit verschiedener Korngrösse. Das kieselsäurereichste Gestein ist der Hypersthengranit von Birkrem; derselbe, der erste vollständig analysirte rhombische Pyroxene führende Granit, besteht aus 73,47  $SiO_2$ ; 0,12  $TiO_2$ ; 15,42  $Al_2O_3$ ; 0,26  $Fe_2O_3$ ; 0,67  $FeO$ ; 0,20  $MgO$ ; 1,35  $CaO$ ; 5,57  $Na_2O$ ; 3,64  $K_2O$ ; Sa. = 100,70, entsprechend 74% Mikropertthit:  $Or_1(Ab_7An)_2,4$ ; 1,61 Hypersthen; 0,51 Ilmenit und 24,05 Quarz. Das Gestein ist ein Natrongranit. Auch hier wird eine grössere Anzahl von Gesteinstypen eingehend beschrieben.

Das Adamellitgebiet von Lister. Die Gesteine in diesem 110  $km^2$  grossen Gebiet sind fast durchweg Adamellite (BRÖGGER), vielleicht nur an wenig Stellen sinkt der  $SiO_2$ -Gehalt bis zu dem des Banatits. Die Differenzirung des Magmas ist hier nur unbedeutend im Gegensatz zum Gebiet von Birkrem. Die meisten Feldspathe sind Mikropertthit und älter als der Pyroxen. Die Structur ist sehr übereinstimmend und überall eugranitisch. Die Zusammensetzung ist ähnlich der der saureren Gesteine des Birkremmassivs (des Bronzitgranits), und der  $SiO_2$ -Gehalt steigt auf 70,33%. Aus einer Analyse ergibt sich, dass das Gestein zu ca.  $\frac{2}{3}$  aus Feldspath,  $\frac{1}{4}$  aus Quarz,  $\frac{1}{8}$  aus Hypersthen und  $\frac{1}{16}$  aus Ilmenit besteht. Gegen den Labradorfels hat die Kieselsäure sehr (um ca. 17%), das Kali etwas zugenommen, die anderen Bestandtheile haben abgenommen. Die Plagioklase haben die Zusammensetzung:  $Ab_3An_4$ , die Mikropertthite  $Or_1(Ab_{4,5}An)_{4,8}$ . Bei Abildsnaes sind diese Gesteine dynamometamorphisch verändert und dadurch schieferig und gneissähnlich geworden. Die hier in Rede stehenden Adamellite sind jünger als der umgebende Labradorfels, aber älter als der bei Farsund anstossende Hornblendegranit, der jetzt sogen. Banatit des nächstfolgenden Abschnitts.

Das Banatitgebiet von Farsund. Die röthlichen grobkörnigen Gesteine dieses Gebietes sind fast durchweg Banatite (BRÖGGER), keine Granite, wegen des geringeren  $SiO_2$ -Gehaltes und des anderen Verhältnisses

zwischen  $\text{CaO}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  zum  $\text{K}_2\text{O}$  als im Granit, gegen den  $\text{CaO}$  zu viel und Alkali zu wenig vorhanden ist; der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt beträgt  $63\frac{1}{2}$  bis  $64\frac{1}{2}\%$  etc. Die Hauptbestandtheile sind rother Orthoklas, grauer Quarz und schwarze Hornblende, wozu vielfach weisser Plagioklas und Biotit tritt, neben anderen Gemengtheilen in geringer Menge. Structur eugranitisch, Krystallisationsfolge wie gewöhnlich. Die Spaltung des Magmas ist hier sehr stark: In der Mitte sind saure Banatite oder noch saurere Gesteine, nach der Grenze hin trifft man basischere Monzonite. Die Beschaffenheit der Gesteine weist aber weniger auf eine Theilung des Urmagmas als auf eine abermalige Spaltung eines Theilmagmas hin. Von Gängen kommt nur ein Monzonit- und ein Granitaplitgang vor, welcher letzterer aus dem Hornblendebanatit- in das Adamellitgebiet hineindringt.

Die Ganggesteine des Ekersund-Soggendalgebietes. Gänge sind alles zusammen in dem  $1450 \text{ km}^2$  grossen Labradorfelsgebiet nur ca. 70 beobachtet, aber ungerechnet die Granitpegmatitgänge, die diesem Eruptivgebiet vielleicht nicht angehören. Die meisten Gänge (Ilmenitnorit- und Ilmenitgänge) finden sich bei Soggendal und Ekersund, die letzteren schon von KJERULF und ROSENBUSCH untersucht (dies. Jahrb. 1884. II. -343-). Sie sind z. Th. von sehr erheblicher Länge (bis 3 km) und Mächtigkeit (bis 200 m). Ihrem petrographischen Charakter nach unterscheidet Verf.: 1. Labradorite; 2. Labradoritnorite; 3. Norit- und Labradoritnorit-Pegmatitgänge; 4. Norite; 5. Gabbro-norite; 6. Quarznorite; 7. Monzonite; 8. Banatite; 9. Augitgranite; 10. Granitaplite; 11. Diabase (echte Diabase, Diabasporphyrite, Olivindiabase, Eüstatit- resp. Bronzit- und Hypersthendiabas, Soggendalit); 12. Ilmenitnorite; 13. Ilmenitite. Diese werden alle mehr oder weniger ausführlich beschrieben, worauf aber hier verwiesen werden soll. Besonders eingehend sind die Ilmenitvorkommen, die Ilmenitite und Ilmenitnorite von Soggendal behandelt, während die anderen Ilmenitvorkommen jener Gegend, die am St. Olafsgang (Olivindiabas) schon früher bearbeitet worden waren. Es sind dies die basischsten Ausscheidungen des gesammten Gebietes, bald mehr ausgesprochen gangförmig, bald sind es schlierenförmige, in situ gebildete Concentrationsmassen, bald reines Titaneisen, bald erzärmere Massen. Die gangförmigen Bildungen sind wirkliche durch Eruptionen, später als die des Labradorfels, gebildete Gänge, die schlieren-, linsen- und z. Th. auch gangförmigen sind basische Ausscheidungen, die durch Übergangsglieder mit dem umgebenden Gestein verbunden sind. Die Gänge durchsetzen nicht nur den eigentlichen Labradorfels, sondern auch den dunklen Norit. Die erzreichen Massen werden abgebaut, das Eisenerz ist aber zuweilen stark durch Eisen- und Kupferkies verunreinigt. Nach der mineralogischen Zusammensetzung hat man Ilmenitit mit überwiegendem Ilmenit, nebst den beiden genannten Kiesen, Magnetkies und Hypersthen, alle zusammen nur wenige Procent und vielleicht Spuren von Plagioklas, von Ilmenitnorit zu unterscheiden, der Spinell, Pyrit, Apatit, Ilmenit, Biotit, Pyroxen und Plagioklas enthält. Die einzelnen Ilmenitvorkommnisse werden sodann eingehend beschrieben.

Alle Gänge sind jünger als das grosse Hauptmassiv der Labradorfelse. Gegen einander zeigen sie, von den ältesten zu den jüngsten fortschreitend, die folgende z. Th. allerdings etwas zweifelhafte Reihenfolge:

I. Labradorite und Labradornorite sammt einigen Ilmenititgängen.  
 II. Norite, Gabbro-norite, Quarz-norite und Pegmatit-norite (Bronzitdiabas).  
 III. Monzonite und Banatite. IV. Ilmenit-norite und Ilmenitite. V. Augit-granite und granitische Aplite. VI. Diabase, Diabasporphyrite, Olivin-diabase, Soggendalite.

Die Eruptionsfolge in dem Ekersund-Soggendal-gebiet. Alle Gesteine des Gebiets müssen als aus einem und demselben Stammagma entstanden gedacht werden, aus dem die verschiedenen Typen durch Spaltung ausgeschieden wurden. Dieses Stammagma muss nach der Berechnung des Verf. die Zusammensetzung sub I gehabt haben, die sehr nahe mit der der Labradoritfelse stimmt (II). III giebt die Zusammensetzung des Quarz-norits von Rekefjord, IV die des Hypersthen-adamellits von Lister, V die des Hornblendebanatits von Farsund, VI die des Diabases.

	I	II	III	IV	V	VI
Si O <sub>2</sub> . . .	54,80	53,02	52,21	70,33	64,35	46,08
Ti O <sub>2</sub> . . .	0,34	0,12	3,12	1,09	1,63	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	25,80	27,75	19,24	15,59	15,46	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	3,65	2,92	10,46	3,05	7,50	—
Mg O . . .	1,08	0,93	2,36	1,30	0,50	—
Ca O . . .	9,18	10,12	7,28	3,05	3,58	10,71
Na <sub>2</sub> O . . .	4,60	4,67	3,48	4,50	3,28	—
K <sub>2</sub> O . . .	1,04	0,81	1,09	1,29	3,54	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	—	—	1,21	—	—	—
	100,49	100,34	100,45	100,20	99,84	—

Der Thonerdegehalt ist also auch bei den sauren Typen ungewöhnlich gross. Zuerst entstand die Masse des Labradorfelses. Vor der vollständigen Erstarrung fanden neue Eruptionen bei Rekefjord, Soggendal und Hitterö statt und noch später, nachdem alles fast völlig erstarrt war, bildete sich der Adamellit von Lister und Birkrem. Diabasgänge sind die letzte Bildung, wie im Kristianiagebiet. Dort fängt aber die Eruption mit den basischen Typen an, während in unserer Gegend die intermediären Typen zuerst auftreten.

Was die Eruptionszeit der Ekersund-Soggendal-Gesteine anbelangt, so haben sie wohl nahezu dasselbe Alter, wie die Labradorfelse in Bergensstift, die jedenfalls jünger als Obersilur sind. Möglicherweise sind die Gesteine von Ekersund noch etwas jünger, da hier die Regionalmetamorphose nur unbedeutend gewirkt hat.

Ein Vergleich mit einigen fremden Eruptivgebieten bildet den Schluss der inhaltreichen Abhandlung. Es werden hier namentlich die Anorthositgebiete Canadas und die Perthitophyregebiete Volhyniens als bei manchen Verschiedenheiten vielfach analog herangezogen, dazu die ent-

sprechenden Gebiete in Indien und Egypten, von denen aber letzteres noch zu wenig bekannt ist. In Beziehung auf diese Vergleiche sei aber auf den Text verwiesen (vergl. auch die beiden folgenden Referate und p. -458 -475 -).

Max Bauer.

**Carl Fred. Kolderup:** Ekersunds-Soggendalsfeltets bergarter og deres betingelser for anvendelse i stenindustrien. (Bergens Museums Aarbog. 1897. No. II. 3—17.)

Verf. fasst die Resultate seiner Untersuchungen in folgenden Worten zusammen:

Der Südwestküste Norwegens entlang von Ogne auf dem Jäder bis gegen Lindesnäs erstreckt sich ein Gebiet von alten massiven Gesteinen, die von dem Verf. in seiner Arbeit: „Die Labradorfelse des westlichen Norwegens I“ (dies. Jahrb. 1899. I. -445-) eingehender behandelt worden sind. Die vorliegende Abhandlung beabsichtigt, die Aufmerksamkeit auf die praktische Bedeutung dieser Gesteine zu lenken.

Da in unserem Eruptivgebiete mehrere Districte verschiedener Gesteinstypen vorkommen, ist es nothwendig, jeden Typus für sich zu behandeln.

Die Labradorfelse. Die Labradorfelse bestehen entweder ausschliesslich aus Labrador, oder können auch ein wenig Hypersthen oder Ilmenit führen, ja stellenweise kommt auch Biotit vor. Sie sind im Allgemeinen sehr fest und haben mit grosser Kraft den Wirkungen der Atmosphärien widerstanden. Es giebt von diesen Gesteinen mehrere Varietäten, von denen wohl der hellrothe bis hellbraune Labradorfels, der am öftesten beinahe ausschliesslich aus Labrador besteht, die günstigsten Verhältnisse für die Anwendung in der Gesteinsindustrie darbietet. Das Gestein hat ein angenehmes Aussehen und ist nach Aussage der Arbeiter leicht zu brechen, so leicht wie der Granit. Die Lage ist auch vorzüglich; man kann an einigen Orten, wie z. B. bei Nordfjord in der Nähe von Rekefjord einen Bruch dicht am Fjord anlegen, wodurch die Transportkosten auf ein Minimum reducirt werden. Die Härte des Gesteins ist beinahe 6; das spec. Gew. des Labradorfels bei Nordfjord = 2,68.

Auch an den grauen bis violetten Labradorfels, der z. B. in der Nähe von Ekersund und bei Hitterö vorkommt, ist es berechtigt, Erwartungen zu knüpfen. Das Gestein hat gleichfalls ein angenehmes Aussehen und widersteht an den meisten Orten den Wirkungen der Atmosphärien sehr gut. Da die Bankung stellenweise nicht gut entwickelt ist, wird das Brechen an diesen Orten nicht so leicht sein. Ein Bruch auf dieses Gestein ist bei Svalestad in Helleland eröffnet. Die mit Parallelstructur versehenen Labradorfelse kommen u. A. auch auf Ekerö vor und haben eine vortheilhafte Lage.

Die Norite. Die Norite kommen theils in der Gegend von Rekefjord und Soggendal, theils auf Hitterö vor. Verwandte Gesteine, die sogen. Monzonite, sind von mir in dem Kirchspiel Häskestad gefunden worden. Die in unserem Gebiete auftretenden Norite bestehen aus Plagioklas

(Labrador), Hypersthen, Biotit und Titaneisen, wozu noch geringe Mengen von Hornblende, Augit und Quarz kommen. Die Farbe ist im frischen Zustande grau. Die Widerstandsfähigkeit gegen die Einwirkung der Atmosphärrilien ist geringer als bei den Labradorfelsen. Das Gestein soll in der Nähe Soggendals leicht zu brechen sein. In Bezug auf die Korngrösse ist das Gestein mittel- bis feinkörnig; grobkörnige Varietäten können indessen ebenfalls vorkommen. Die Lage ist vortheilhaft.

Die Adamellite. Die Adamellite sind granitähnliche Gesteine, der Feldspath ist indessen ein grauer Mikroperthit und der Hypersthen ist der bei weitem vorwiegende dunkle Bestandtheil. Die Adamellite kommen zwischen Fedeffjord (in der Nähe von Flekkefjord) und Farsund vor. Das Brechen soll an einigen Orten, bei Farsund, leicht sein.

Die Banatite. Diese Gesteine sind den Hornblendegraniten sehr ähnlich und sind daher auch früher als Hornblendegranite bezeichnet worden. Sie bestehen aus rothem Orthoklas, Mikroperthit, weissem Oligoklas, Quarz und Hornblende als wesentlichen Gemengtheilen. Oft ist eine Parallelstructur parallel der Bankung vorhanden, wodurch das Brechen erleichtert wird. Die Banatite kommen auf der Strecke zwischen Farsund und Lindesnäs vor und haben eine sehr vortheilhafte Lage für den Transport. Das Korn ist in der Nähe von Farsund ziemlich grob.

Max Bauer.

**Carl Fred. Kolderup:** Fosforsyre gehalten i Ekersunds-Soggendalsfeltets bergarter og dens forhold til benskjørheden hos kvaaget. (Bergens Museums Aarbog. 1897. No. IX. 1—11. Mit 1 Kartenskizze des nordwestl. Theils des Ekersund-Soggendalfeldes und deutschem Resumé.)

Verf. theilt über die Resultate seiner Untersuchungen folgendes mit: Es ist in der vorliegenden Abhandlung nachgewiesen, dass es in dem Ekersund-Soggendalsgebiete Regel ist, dass Sprödigkeit der Knochen des Rindviehs in denjenigen Gegenden eintritt, wo der Phosphorsäuregehalt der Gesteine des Untergrunds sehr gering ist. In den reinen Labradorfelsen ist der  $P_2O_5$ -Gehalt immer sehr niedrig, nach Analysen von Voët nur 0,002% und die Sprödigkeit der Knochen ist hier auch sehr verbreitet. Mit zunehmendem Gehalt an Mg- und Fe-Silicaten und Erzen findet in der Regel eine Concentration der Phosphorsäure statt. Man sieht hier in Dünnschliffen zahlreiche und verhältnissmässig grosse Apatitindividuen und der  $P_2O_5$ -Gehalt beträgt bis 2%. Wo diese Gesteine den Boden bilden, kommt jene Sprödigkeit niemals vor. Die Grenze zwischen diesen letzteren Gesteinen und den Labradorfelsen ist zugleich eine Krankheitsgrenze z. B. bei Häskestad und Soggendal.

In den Gebieten saurerer Gesteine, wie der Banatite und Adamellite, ist der  $P_2O_5$ -Gehalt, wenn auch nicht hoch (ca. 0,3%), so doch genügend, um die Sprödigkeit der Knochen zu verhindern.

Schliesslich hat Verf. darauf aufmerksam gemacht, dass auch die Bevölkerungsverhältnisse von dem Auftreten der verschiedenen Gesteine

abhängig sind. Das Noritgebiet bei Rekefjord und Soggendal ist z. B. viermal so dicht bevölkert, als das die umliegenden nackten Labradorfelse. Auch wenn man einen mächtigeren Diabasgang, wie z. B. den St. Olafsgang, verfolgt, wird es bald klar, dass man hier eine scharf entwickelte Bevölkerungslinie hat. Hier liegen die meisten Höfe; ausserhalb dieser Linie finden sich nur wenige.

Max Bauer.

**G. A. J. Cole:** On Derived Crystals in the Basaltic Andesite of Glasdrumman Port, Co. Down. (Scient. Transact. of the R. Dublin Soc. (2.) 5. 239—248. Pl. XXVI. (1894.) 1896.)

Zu Glasdrumman Port, an der Küste von Mourne,  $1\frac{1}{4}$  Meile N. von Annalong in Irland, tritt in der Ordovician-Series ein N.—S. streichender, nach W. einfallender gemischter Gang auf, der in der Mitte aus Eurit, an den Salbändern aus Andesit besteht. Dünne Adern des schwarzen Andesits erstrecken sich in die hellen, grünlichgrauen Schichten der angrenzenden Schiefer und Sandsteine; Stücke dieser Gesteine werden vom Andesit umschlossen. Dagegen wurden in dem Eurit Bruchstücke von Schiefen und Sandsteinen nicht beobachtet. Der Eurit sendet oft Gänge in den Andesit und umschliesst an der Ostseite zahlreiche eckige Blöcke des benachbarten Andesits. Die mikroskopische Untersuchung ergibt, dass die Grenze zwischen den beiden Gesteinen nicht so scharf ist, wie die Betrachtung mit blossem Auge zu lehren scheint. Andesitisches Material ist von der Grundmasse des Eurits aufgenommen worden. Andererseits beherbergt der Andesit Orthoklase, Plagioklase und Quarze, die aus dem Eurit stammen. Nach der Ansicht des Verf.'s ist der Andesit von dem Eurit umgeschmolzen worden, wobei eine Mischung der beiden Gesteine stattgefunden hat.

Th. Liebisch.

**G. A. J. Cole:** The Rhyolites of the County of Antrim; with a Note on Bauxite. (Scient. Transact. of the R. Dublin Society. (2.) 6. 77—114. Pl. III. IV. 1896.)

In dem County of Antrim in Irland treten Liparite an folgenden sechs Localitäten auf: 1. Templepatrick, 2. Gegend von Tardree, 3. Eslers-town, 4. Kirkinriola, 5. Ballycloughan (Quarrytown), 6. Cloughwater. All' diese meist schon früher ihren geologischen Beziehungen und ihrer petrographischen Beschaffenheit nach von der geologischen Landesanstalt von Irland, sowie in besonderen Abhandlungen einzelner Forscher (darunter v. LASAULX) beschriebenen Vorkommnisse werden von dem Verf. zum Gegenstand eingehender Untersuchungen gemacht und sehr ausführlich dargestellt. Da indessen die meisten Ergebnisse ein mehr locales Interesse haben, kann an dieser Stelle nur Einzelnes hervorgehoben werden. Die jetzt erkennbaren Aufschlüsse scheinen einer auf einer Spalte gelegenen Reihe kleiner Vulcane anzugehören, deren Richtung mit der vieler von basischen Gesteinen erfüllter Gangspalten zwischen Belfast und Carrickfergus

übereinstimmt. Wahrscheinlich liegen aber noch viele andere Eruptionspunkte von Lipariten unter den weithin ausgebreiteten Basaltdecken der Gegend verborgen. Was das Altersverhältniss der Liparite zu diesen betrifft, so geht aus dem Auftreten von Liparitgeröllen in den zwischen den älteren und den jüngeren Basaltdecken liegenden Conglomeraten von Ballypalady und Glenarm hervor, dass die Liparite älter als die jüngeren Basalte sind. Über ihr Verhältniss zu den älteren Basalten giebt nur ein vom Verf. genau beschriebener und abgebildeter Aufschluss in einem Steinbruch bei Templepatrick Klarheit. Dort durchsetzt der Liparit den Basalt und ist also zweifellos jünger als dieser. Die über die anderen Aufschlüsse mitgetheilten Profile der geologischen Landesanstalt hält Verf. für hypothetisch oder nicht beweisend.

Die Liparite von Antrim sind arm an dunklen Gemengtheilen. Sie zerfallen je nach deren Natur in zwei Gruppen, in Biotitliparite (Templepatrick, Kirkinriola und Ballycloughan) und Pyroxenliparite (Carnearny und Sandy Braes). Der Pyroxen wurde von dem Verf. als ein Natronpyroxen, dem Ägirin nahestehend, bestimmt<sup>1</sup>. Fast alle untersuchten Liparitvarietäten sind reich an Einsprenglingen. Die Grundmassen sind theils noch wesentlich glasig („Pechstein von Carnearny“, „Obsidian von Barnish“) [wobei hervorzuheben ist, dass Verf. keinen Unterschied zwischen Obsidian und Pechstein zu machen scheint], theils sind sie mehr oder weniger krystallin mit verschieden starker Betheiligung von Glasresten. Der Vorgang der Umwandlung des Glases in ein krystallines Aggregat dauert bei den Gesteinen von Templepatrick und Tardree noch an. Fluidalstructur, Bänderung durch verschieden gefärbte Lagen, sowie perlitische Sprünge sind weit verbreitet, sphärolitische Bildungen seltener. Ein gebänderter Liparit von Cloughwater wurde von A. P. HOSKINS analysirt und ergab:  $\text{SiO}_2$  75,97,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15,29,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,54,  $\text{CaO}$  1,15,  $\text{MgO}$  0,24,  $\text{K}_2\text{O}$  3,89,  $\text{Na}_2\text{O}$  2,86, Glühverlust 0,57; Summe 102,51. Spec. Gew. 2,40–2,49. Der beträchtliche Überschuss über 100% soll wahrscheinlich auf ungenauer Bestimmung des Kalkes beruhen.

Der Liparit des südlichen Steinbruches von Tardree Mountain zeigt prachtvolle säulenförmige Absonderung (Taf. III Fig. 1).

Von dem in Zersetzung begriffenen Liparit von Scolboa geht ein beträchtlicher Theil der Thonerde beim Kochen mit Schwefelsäure in Lösung. Diese Thatsache im Verein mit anderen Beobachtungen macht es wahrscheinlich, dass der Bauxit und die bauxitreichen Thone, welche an verschiedenen Stellen des County of Antrim auftreten, Zersetzungsproducte der Rhyolithe, bezw. ihrer Tuffe sind, was im Hinblick auf die vor kurzem erschienenen Untersuchungen MAX BAUER's von Interesse ist (dies. Jahrb. 1898. II. 163).

Wilhelm Salomon.

<sup>1</sup> Diese Thatsache lässt Zweifel an der Richtigkeit der weiterhin mitgetheilten Alkalienbestimmung entstehen. Ref.

**G. A. J. Cole:** On the Geology of Slieve Gallion, in the County of Londonderry. (Scient. Transact. of the R. Dublin Society. (2.) 6. 213—246. Pl. XIII. XIV. 1897.)

Slieve Gallion ist ein niedriger Berg in der Grafschaft Londonderry auf Irland, der mit seinen Ausläufern etwa 16 englische Quadratmeilen bedeckt. Der nördlichste Theil wird noch jetzt von einem Rest einer fast horizontalen Basaltdecke gekrönt, die ihrerseits eine dünne Lage von Kreideschichten vor der Erosion bewahrt hat. Im Übrigen besteht der Berg zum kleineren Theil aus einem System „Dalradischer“ (präcambrischer) Laven und Tuffe, in seiner überwiegenden Masse aber aus einem wahrscheinlich im Mitteldevon intrudirten Granitmassive.

Die Gesteine des präcambrischen vulcanischen Systemes werden von dem Verf. als „Augit- und Hornblende-Andesite“, sowie als „Hornblende-Diorite“, „Quarz-Diorite“, „Gabbros“ und „Diabase“ bezeichnet. Sie entsprechen offenbar wesentlich dem, was wir unter „Porphyriten“ und „Diabasen“ verstehen. Die Pyroxene dieser Gesteine sind vielfach in Amphibole umgewandelt, wie sie denn überhaupt fast ausnahmslos hochgradige Veränderungen erfahren zu haben scheinen. Verf., der sich hier wie an zahlreichen anderen Punkten seiner Arbeit als ein Anhänger der KJERULF-MICHEL-LÉVY'schen Aufschmelzungshypothese in ihrer extremsten Form bekennt, führt einen beträchtlichen Theil dieser Änderungen auf eine von dem Granit ausgehende Contactmetamorphose zurück. Diese stellt er sich aber wesentlich als eine Vermischung des granitischen Magmas mit dem Material des festen Nebengesteines vor. So führt er (p. 226) in einem zersetzten „Gabbro“ (wohl Diabas) sogar die Bildung der relativ frischen äusseren Zonen der Plagioklase, die Bildung eines Theiles der auch nach ihm secundären, idiomorphen Hornblende und die Ausscheidung von Quarz auf injicirtes Granitmagma zurück. Die ganze, auch in anderen Theilen der Arbeit fortwährend wiederkehrende Anschauung tritt am klarsten in folgendem Satze hervor: „A quartzdiorite thus results, from the union of a much-decomposed gabbro with a fresh and active magma, richly endowed with silica.“ („So entsteht ein Quarzdiorit aus der Vereinigung des Materials eines stark zersetzten Gabbros mit einem frischen, kieselsäurereichen, activen [nämlich einschmelzenden] Magma“) (p. 227). [Die beschriebenen Erscheinungen treten in ähnlicher, wenn nicht identischer Weise auch in zahlreichen umgewandelten Diabasen auf, bei denen eine Vermischung mit fremdem Magma ausgeschlossen ist. Anm. d. Ref.]

Der Granit von Slieve Gallion hat als farbigen Gemengtheil meist einen grünlichen dunklen Glimmer, führt aber in einer bestimmten Gegend auch Hornblende. Ausser dem typischen mittelkörnigen Granit tritt „Eurit“, wohl unser Aplit, in zahlreichen Gängen und als Grenzfacies der Hauptmasse auf; und in der Gegend von Oritor wurden Gänge von reinem Natron-Orthoklas [offenbar Pegmatite. D. Ref.] beobachtet. Verf., dem, wie er ausdrücklich hervorhebt (p. 236), ähnliche Vorkommnisse in anderen Graniterritorien nicht bekannt sind, folgert aus dem Auftreten dieser sauren aplitischen und pegmatitischen Gänge merkwürdigerweise, dass der

Biotit des ganzen Granitmassives nur durch Resorption der basischen Nebengesteine in das granitische Magma gelangt sei und dass dies ohne eine solche Einschmelzung als Aplit auskrystallisirt sein würde.

Auch eine andere Hypothese des Verf. verdient hier noch aufgeführt zu werden (p. 242. IV). Er hält es nämlich für möglich, dass nach dem Empordringen eines Magmas und nach vollendeter Einschmelzung grosser Mengen chemisch differenter Nebengesteine „das absorbirte Material unter aussergewöhnlichen Umständen wieder weggeführt werden und in den Tiefen verschwinden könne, wonach dann ein Gestein übrig bliebe, so rein oder doch beinahe so rein wie das, welches das intrudirende Magma vor seiner Verunreinigung (contamination) gebildet haben würde“. Es ist bedauerlich, dass diese kühnen und interessanten Hypothesen dem solchen Anschauungen skeptisch gegenüberstehenden Leser nicht durch eingehendere Beschreibungen der geologischen Verhältnisse am Contacte der verschiedenen Massen wahrscheinlicher gemacht werden. Es ist aber hervorzuheben, dass die Arbeit viele in petrographischer und geologischer Hinsicht interessante Einzelheiten enthält, die indessen von mehr localem Interesse sind und die deswegen hier unerwähnt bleiben müssen. **Wilhelm Salomon.**

**W. Tarassenko:** Über die Gesteine der Gabbrofamilie aus dem Radomysl'schen und Shitomir'schen Kreise der Gouvernements Kiew und Wolynien. (Schrift. d. Kiewer Naturf.-Ges. 15. Heft 1. 1—347. 1896. Mit 4 Taf. Mikrophotogr. u. 1 Karte d. Verbreitung d. krystallinischen Gesteine im bezeichneten Gebiete. Russisch.)

Die in der vorstehenden eingehenden Abhandlung niedergelegten Untersuchungen beziehen sich auf die krystallinischen Gesteine des nördlichen und östlichen Theiles des Shitomir'schen Kreises (Gouv. Kiew) und des westlichen Districtes im Radomysl'schen Kreise (Gouv. Wolynien), welche Verf. während zweier Sommer bereiste. Als allgemeines Resultat der Detailuntersuchungen ergab sich zunächst, dass viele der z. Th. in der Literatur unter dem Namen „Labradorite“ bekannten Gesteine des betreffenden Gebietes den Charakter typischer Gabbros und Norite tragen, die sich durch grossen Wechsel in Habitus, Structur und Zusammensetzung auszeichnen, dass unter ihnen fernerhin durchaus nicht selten Pyroxensyenit auftritt, mit Gabbro durch Übergänge verbunden, wohingegen nirgends Übergänge vom Gabbro zum Granit vorkommen. Verf. vereinigt daher alle labradorhaltigen Gesteine der erwähnten Kreise unter der allgemeinen Bezeichnung Gabbro-Norit-Syenitformation (abgekürzt Gabbroformation), wobei hier der Begriff „Formation“, wie schon früher von **LOSSEN** geschehen, im Sinne einer Gesammtheit von krystallinischen Gesteinen gebraucht wird, welche als geologisches Ganzes gleichalterig, äquivalent sind und sich von anderen begleitenden krystallinischen Gesteinen scharf trennen.

Verf. giebt eine eingehende Beschreibung von 85 Aufschlüssen, sowie der makroskopischen, mikroskopischen und chemischen Untersuchung der

gesammelten Belegstücke. Diese letzteren beziehen sich nicht nur auf die Gesteine der Gabbroformation, sondern auch auf die im bezeichneten Gebiete entwickelten Granite einschliesslich des Pelikanitgranits, ferner der selteneren Porphyre und Wolynite. Alle diese Gesteine sind nur in kleinen isolirten Aufschlüssen entblösst, hauptsächlich an den Ufern der Irscha (mit Nebenflüssen), Bystriewka, des Usch, im Übrigen aber von diluvialen, seltener palaeogenen Ablagerungen überdeckt.

Unter den Gesteinen der Gabbroformation lassen sich folgende, mehr oder weniger scharf ausgeprägte Typen unterscheiden:

1. **Labradorite** oder **Labradorfelse**, unter allen Typen am meisten verbreitet. Neben dem Hauptgemengtheil Labrador spielen Orthoklas (Mikroperthit), sowie Fe—Mg haltige Silicate eine sehr untergeordnete Rolle oder fehlen ganz. Allermeist grobkörnig (Labradoritzwillinge bis 18 cm Länge), sehr selten mittelkörnig (2—4 mm), nie feinkörnig. Bezüglich der Begleitmineralien sind 2 Gruppen zu unterscheiden: a) Diallag (Grösse bis 4 cm) und Olivin (3 cm), local derart zunehmend, dass die Gesteine in Olivingabbro übergehen, wobei sie ein dunkles, fast schwarzes Aussehen erhalten infolge zahlreicher opaker Einschlüsse im Labrador. Auch Orthoklas tritt zuweilen in sehr beträchtlicher Menge auf (bei Ryshiny in Wolynien in 2 cm grossen Ind.), so dass Übergänge zu Pyroxensyenit sich herausbilden. Geologisch sind diese Labradorite mit porphyrartigen Olivinnoriten verbunden. b) Rhombischer Pyroxen; in den hierher gehörigen, hell gefärbten Labradoriten fehlt der Orthoklas fast völlig, und Olivin kommt, wenn er überhaupt vertreten, nur in verschwindender Menge vor. Zuweilen nimmt der Pyroxen, wenn auch dem Labrador stets nachstehend, doch derart überhand, dass das Gestein den Charakter eines Norites erhält.

Die Labradorite der ersten Gruppe sind hauptsächlich im Radomysl'schen und im östlichen und mittleren Theile des Shitomir'schen Kreises entwickelt, diejenigen der zweiten Gruppe im nördlichen Theile des letzteren; hier kommen aber auch Gesteine vor, welche ihrem Habitus nach eine Mittelstellung einnehmen zwischen typischen Vertretern der dunklen und hellen Labradorite und mit beiden durch Übergänge verbunden, also gleichalterig sind. Im Gegensatz zu diesem letzteren Verhältniss sind im Owrutsch'schen Kreise des Gouv. Wolynien, in der Umgebung von Waskowitschi die hellen Labradorite (vom Charakter sehr pyroxenarmer Norite) von den dunklen gabbroähnlichen Labradoriten in gemeinsamen Aufschlüssen scharf von einander geschieden, wobei sich aus Contacterscheinungen schliessen lässt, dass erstere älter als letztere.

Accessorisch treten in den Labradoriten auf: Titaneisen, Apatit, Biotit, Pyrit, primärer und secundärer Quarz, secundärer Calcit und Muscovit. Eine aus der Abhandlung von MOROZEWICZ<sup>1</sup> übernommene

<sup>1</sup> MOROZEWICZ, Zur Petrographie Wolyniens. Warschauer Universitäts-Nachrichten. 1893. No. 4—8. (Russ.) — Die betreffende Abhandlung ist vom Verf. 1889 bereits in polnischer Sprache veröffentlicht worden.

Analyse eines Labradorfelsens (von ihm als Olivinnorit bezeichnet) von Turtschinka, Gouv. Wolynien, siehe No. 8 der Tab. II.

2. Olivinnorite. Die typischsten Vertreter kommen bei Goroschki im Kreise Shitomir (hier das Hauptgestein bildend, das von OSSOWSKY<sup>1</sup> als Hyperit, von BARBOT DE MARNY<sup>2</sup> als Labradorfels beschrieben worden) und bei Kamenny Brod im Kreise Radomysl vor. Die Olivinnorite setzen sich, von localen Stellen abgesehen, stets aus einer mittelkörnigen Masse und einer wechselnden Menge porphyrtiger Labradorauscheidungen (2—6 cm, säulen- oder tafelförmig nach M) zusammen. Erstere besteht aus Labrador, Olivin und Hypersthen, wozu sich zuweilen in beträchtlicher Menge Diallag gesellt. Accessorisch: Titaneisen (oft in 2 Generationen), Apatit (zuweilen viele Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle enthaltend), Biotit (häufig um Titaneisen gelagert), Orthoklas (stets die Rolle einer Intersertalmasse spielend), primärer Pyrit. Bei der Verwitterung bilden sich grosse Mengen von Limonit auf Kosten des Olivins, der Pyroxene und des Titaneisens. Chemische Zusammensetzung des Olivinnorits von Goroschki unter 1 der Tab. I und II (in der Tab. II sind die bei den Analysen erhaltenen Zahlen der in Tab. I angeführten Gesteine auf 100 und wasserfreie Substanz umgerechnet, unter Ausschluss von X, S, Cl und P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> mit den entsprechenden Mengen von Fe und Ca).

Die Olivinnorite sind geologisch verbunden einerseits mit Labradoriten (z. B. bei Kamenny Brod), andererseits mit gleichmässig körnigen Olivingabbros. Besonders diese letzteren, als Olivingabbro-norite zu bezeichnenden Übergangsgesteine, in denen gewöhnlich der Orthoklas (häufig als Mikroperthit) etwas reichlicher vertreten, sind im untersuchten Gebiete sehr verbreitet und verwischen völlig die Grenze zwischen den Olivinnoriten und Olivingabbros. Chemische Zusammensetzung des Olivingabbro-norites von Goroschki unter 2; Hauptgemengtheile desselben: Plagioklas, rhombischer Pyroxen, Diallag, viel weniger Olivin; accessorisch: Titaneisen, Apatit, Biotit, Orthoklas, Pyrit. Bezüglich der Feldspathmenge nehmen die Olivinnorite eine Mittelstellung ein zwischen den Labradoriten und Olivingabbros. So enthält z. B. der Olivinnorit von Goroschki: 62,32 Molecularprocente (67,00 Gewichtsprocente) Feldspäthe, der Olivingabbro von ebenda 49,68 bezw. 52,18%.

Zu den Olivinnoriten gehört auch ein mittelkörniges, heller gefärbtes Gestein von Gazkowskaja Rudnja, Kreis Shitomir, welches seiner chemischen Zusammensetzung nach (Anal. 3) sehr nahe dem Olivinnorit von Goroschki steht, von diesem sich aber durch die schwach entwickelte porphyrtartige Structur und durch das starke Vorherrschen von Olivin gegenüber Pyroxen unterscheidet, also einen Forellenstein darstellt, nahestehend dem Forellenstein (Olivingabbro) von Loisberg (dies.

<sup>1</sup> OSSOWSKY, Geologisch-geognostischer Abriss des Wolynischen Gouv. Shitomir 1867. p. 210. (Russ.)

<sup>2</sup> BARBOT DE MARNY, Schriften der mineral. Gesellschaft Petersburg. 7. 1872. p. 55.

Jahrb. 1883. I. -59-). Der Olivin ist fast stets von einem dünnen dichten Saum von Diallag umgeben.

**3. Olivingabbro**, gewöhnlich mittel- bis feinkörnig, entweder ohne porphyrtartige Ausscheidungen oder diese nur in sehr geringer Menge enthaltend (örtliche Structurvarietäten). Hauptgemengtheile: Labrador (häufig mit Mikroperthitstructur), Diallag und Olivin. Accessorisch: Mikroperthit (oft ziemlich viel, mehr als im Olivinnorit und in diesem Falle selbständig auftretend; zuweilen aber auch in dünneren Lamellen mit Labrador parallel verwachsen), Titaneisen (gewöhnlich ziemlich viel), Apatit, Spuren von rhombischem Pyroxen und Biotit. Umwandlungsproducte: Calcit, Zeolithe, Serpentin und Sericit (letztere aus Plagioklas hervorgegangen). Vom typischen Olivinnorit durch den im Vergleich zum Diallag gewöhnlich schwach ausgeprägten Automorphismus des Plagioklases unterschieden. Die Olivingabbros stellen die basischesten Glieder der Gabbro-Norit-Syenitformation dar. So enthält z. B. der Olivingabbro von Goroschki 50,32 Molecularprocent (47,82 Gewichtsprocent) Fe + Mg haltiger Minerale, während sich solche im Olivinnorit und Olivingabbronorit desselben Fundortes nur 37,68 (33,0) bzw. 43,56 (38,01)% finden. Chemische Zusammensetzung des Olivingabbros von Goroschki unter 4.

Olivingabbros sind entwickelt bei Goroschki, Goroschetschki, Ryshiny an der Irscha und bei Buki und Rudnja-Bykowskaja an der Trostjaniza (Grenzfluss zwischen den Kreisen Shitomir und Radomysl). Geologisch sind sie durch Übergangsglieder eng verbunden einerseits mit den Labradorfelsen, andererseits, wenn sich Orthoklas als Hauptgemengtheil zugesellt, mit Olivinpyroxensyeniten. Zuweilen zeigt sämmtlicher monokliner Pyroxen der Olivingabbros weder einen lamellaren Bau nach OP, noch eine Theilbarkeit nach  $\infty P \infty$ . In solchen Fällen ist der Gesteinshabitus sehr ähnlich demjenigen der Olivindiabase. Derartige Olivingabbros mit diabasischem Habitus als besonderen Typus von den typischen Olivingabbros abzuzweigen, verbietet sich, da sie 1. mit den Gabbros geologisch unzweifelhaft verbunden sind; 2. bezüglich ihrer Gesteinsstructur, sowie der Eigenschaften und Textur der einzelnen Gemengtheile in vollster Übereinstimmung mit vielen Gabbrogesteinen stehen und 3. in den typischen Gabbronoritgesteinen selbst zuweilen völlig compacter monokliner Pyroxen mit dem Diallag zusammen auftritt. In einem dieser diabasartigen Olivingabbros (bei Ryshiny) kommen neben Labrador auch porphyrtartige Mikroperthitausscheidungen (3—4 cm Grösse) vor, was um so interessanter, als in der feinkörnigen Gesteinsmasse fast gar kein monokliner Feldspath auftritt.

**4. Olivinpyroxensyenite.** Feinkörnige Gesteine, fast ohne porphyrtartige Labradorauscheidungen. Hauptgemengtheile: Plagioklas, Orthoklas, Olivin, Diallag, zuweilen Titaneisen. Accessorisch: Apatit, Biotit, rhombischer Pyroxen, Hornblende (die beiden letzteren zuweilen fehlend). Der Automorphismus ist an den Gemengtheilen noch weniger ausgeprägt als in den Olivingabbros. Die Olivinpyroxensyenite, basischer als die Olivinnorite, sind von allen vorhergehenden Typen durch relativ grösseren Ortho-

klasgehalt unterschieden. So kommen z. B. im Olivinpyroxensyenit von Goroschki auf einen Gehalt von 56,42 Molecularprocent sämtlicher Feldspäthe 13,46% Orthoklas, während in den Gesteinen der vorhergehenden Typen der Orthoklasgehalt 6,80% nicht übersteigt. Chemische Zusammensetzung des Olivinpyroxensyenites von Goroschki unter 5.

Die Olivinpyroxensyenite sind ziemlich verbreitet bei Goroschki, Gaiki, Kropiwnja und Buki im Kreise Shitomir, und sind geologisch eng verbunden einerseits mit Olivingabbros und Olivingabbronoriten (Übergangsgesteine bei Goroschetschki, Goroschki und Buki), andererseits mit Pyroxensyenit (Übergangsgestein bei Buki). Bei letzterem Orte tritt ausserdem ein Übergangsgestein auf zwischen Olivinpyroxensyenit und Hornblendegabbro mit den Hauptgemengtheilen: Plagioklas, Orthoklas, Diallag, Olivin, Hornblende; accessorisch: Titaneisen, Apatit, Quarz, Titanit.

5. **Pyroxensyenite.** Feinkörnige Gesteine ohne oder mit nur sehr wenigen porphyrtartigen Labradorausscheidungen. Bezüglich der Structur den Olivinpyroxensyeniten sehr verwandt, von ihnen nur durch den etwas stärker ausgeprägten Automorphismus des Plagioklases unterschieden. Hauptgemengtheile: Labrador, Orthoklas (häufig als Mikroperthit), Diallag (in sehr kleinen körnigen Individuen) und zuweilen rhombischer Pyroxen. Accessorisch: Titaneisen, Apatit, Zirkon, Quarz (zuweilen mit Orthoklas in pegmatitischer Verwachsung), Biotit, Titanit (?), zuweilen Olivin in verschwindender Menge. Die Pyroxensyenite bilden das sauerste und orthoklasreichste Glied der Formation. Im Pyroxensyenit von Goroschki (Analyse unter 6) finden sich unter 57,00 Molecularprocenten (bezw. 59,41 Gewichtsprocenten) sämtlicher Feldspäthe 17,36 (bezw. 18,63%) Orthoklas. Vorkommnisse bei Goroschki, Scherschni, Buki im Kreise Shitomir.

Mit dem Pyroxensyenit ist der **Gabbrosyenit** von Goroschki (Analyse 7), Buki und Wichlja sehr eng verknüpft, so dass die Unterscheidung zwischen beiden schwierig wird. Das Gestein von Goroschki unterscheidet sich vom Pyroxensyenit durch etwas geringeren Orthoklasgehalt (14,32 Molecularprocent auf 59,12% aller Feldspäthe). Der Gabbrosyenit von Wichlja enthält zweierlei Plagioklase und Diallage (gewöhnlichen grünen, einschlossreichen und grünlichgelben, fast einschlossfreien Diallag mit weniger reliefartig ausgeprägter, oft auch ganz fehlender Lamellirung). Infolge localer Anreicherung von Olivin oder von Olivin und Plagioklas ist der Gabbrosyenit — und durch diesen der Pyroxensyenit — eng verknüpft mit Olivinpyroxensyenit und Olivingabbronorit.

Zuweilen wird im Gabbrosyenit von Goroschki, bei Anwesenheit von Olivin, der Orthoklas völlig durch Plagioklas verdrängt, so dass eine dem gewöhnlichen Gabbro entsprechende Mineralcombination entsteht. Derartige Mineralassociationen kommen jedoch in dem Shitomir'schen und Radomysl'schen Kreise nirgends in beträchtlichen Massen vor, so dass sie vom Verf. nicht als besonderer Typus aus der beschriebenen Gesteinsformation herausgehoben werden. Dagegen sind im Owrutsch'schen Kreise Wolyniens nach MOROZEWICZ (l. c.) Gabbros und Gabbronorite augenscheinlich sehr verbreitet.

6. **Amphibolgabbro.** Vom Pyroxensyenit unterschieden durch beträchtlich geringeren Orthoklasgehalt, beständige Gegenwart von Quarz und theilweisen Ersatz von Pyroxen durch primäre Hornblende. Hauptgemengtheile des gewöhnlich feinkörnigen Gesteins: Labrador, Diallag, in geringerer Menge: rhombischer Pyroxen, Hornblende (häufig als Saum um Pyroxen) und Orthoklas. Accessorisch: Quarz (ziemlich viel), Apatit, Titaneisen; local: Pyrit, Biotit, sehr wenig Olivin. Der Structur nach steht der Amphibolgabbro der mittelkörnigen Masse des Olivinnorites näher als dem Pyroxensyenit, da der Plagioklas ziemlich scharf automorph ausgebildet ist, allerdings im Vergleich zum Orthoklas und Quarz und nicht im Vergleich zu den Pyroxenen, wie dies in den Olivinnoriten der Fall ist. Anstehend bei Terinzy, Kropiwnja, Buki im Kreise Shitomir und bei Scherschni im Kreise Radomysl.

Tabelle I.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,56	50,14	49,13	47,73	47,34	54,50	52,20
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,43	2,47	1,61	4,04	4,17	2,18	2,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,67	15,65	18,48	13,33	14,03	13,67	14,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,04	1,06	0,41	0,68	0,80	0,63	1,83
FeO . . . . .	8,79	10,11	11,69	14,99	17,20	11,44	11,51
MnO . . . . .	0,25	0,20	0,15	0,30	0,21	0,21	Spur
CaO . . . . .	8,25	8,62	7,42	7,41	6,89	6,41	6,69
MgO . . . . .	4,77	5,05	5,77	5,63	2,24	3,25	3,48
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,23	2,85	3,08	2,77	2,74	2,97	3,04
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,93	1,19	1,09	1,17	2,34	3,07	2,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,34	0,38	0,34	0,61	1,07	0,46	0,83
S . . . . .	0,20	0,31	0,15	0,26	0,30	0,25	0,23
Cl . . . . .	0,11	0,08	0,08	0,10	0,10	0,12	0,08
Verlust b. 120° C.	0,20	0,17	0,06	0,11	0,05	0,15	0,11
Glühverlust . . .	0,19	0,17	0,07	Zunahme	Zunahme	0,13	—
X <sup>1</sup> . . . . .	0,25	0,41	—	—	—	0,16	0,52
	99,21	98,86	99,53	99,13	99,48	99,60	100,23

Tabelle II.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,01	51,97	50,03	49,22	49,17	55,94	53,73	55,01
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,50	2,56	1,64	4,16	4,33	2,24	2,62	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,18	16,22	18,82	13,75	14,57	14,03	15,10	28,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,07	1,10	0,42	0,70	0,83	0,65	1,88	—
FeO . . . . .	8,81	10,12	11,73	15,16	17,51	11,45	11,58	0,73
MnO . . . . .	0,26	0,21	0,15	0,31	0,22	0,22	Spur	—
CaO . . . . .	7,98	8,41	7,09	6,82	5,76	5,93	5,82	10,42
MgO . . . . .	4,91	5,23	5,87	5,81	2,33	3,34	3,58	0,40
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,32	2,95	3,14	2,86	2,85	3,05	3,13	4,52
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,96	1,23	1,11	1,21	2,43	3,15	2,56	0,61
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

<sup>1</sup> X = Rückstand, der beim Lösen der Schmelze von TiO<sub>2</sub> und KHSO<sub>4</sub> in Wasser verbleibt.

Zur Gabbroformation, aber Mangels benachbarter anderer Gesteine nicht feststellbar, zu welchem Gliede derselben, gehört noch ein Gestein von Katerinowka (Kreis Shitomir); Hauptgemengtheile: Orthoklas, Plagioklas, Diallag, Olivin; Nebengemengtheile, eine nicht unwesentliche Rolle spielend: rhombischer Pyroxen, Hornblende; accessorisch: Titaneisen, Apatit, Quarz. Der Orthoklas überwiegt um das Doppelte den Plagioklas.

Beim Dorfe Rudnja Kropiwenka (Kreis Shitomir) kommt schliesslich noch ein Gestein vor, welches aus den Hauptgemengtheilen Plagioklas und Orthoklas (häufig als Mikroperthit) besteht; accessorisch: monokliner Pyroxen, Olivin; local: Quarz, Apatit, Titaneisen, Pyrit. Die Armuth an Fe + Mg-haltigen Mineralien bedingt einerseits eine Verwandtschaft mit den Labradoriten, die Gegenwart von Orthoklas andererseits mit den Pyroxensyeniten. Obgleich das Gestein in der Umgebung des genannten Dorfes eine weite Verbreitung besitzt, so ist doch seine Zugehörigkeit zur Gabbroformation mehr als fraglich, da Mittelglieder zwischen ihm und den typischen Gabbro-Noritgesteinen nicht beobachtet werden konnten. Immerhin steht das betreffende Gestein den Gabbros näher als den in der Nachbarschaft auftretenden Graniten, da sowohl Olivin und Pyroxen in ihm vorkommen und ferner der Plagioklas die für den Labrador der Gabbroformation charakteristischen opaken Einschlüsse aufweist.

Aus dem bisher Mitgetheilten geht bereits hervor — und der Verf. weist in der Specialbeschreibung der Aufschlüsse häufig darauf hin —, dass im untersuchten Gebiete vielfach Übergangsgesteine zwischen den aufgestellten 6 Typen vorkommen, bezüglich deren sich nur sagen lässt, welchem Typus sie am nächsten stehen. Ein schönes Beispiel hierfür liefern die Aufschlüsse einer nur ca. 100 m langen Insel der Irscha bei Goroschki. Hier lassen sich alle Übergänge von mittelkörnigen, an porphyrtigen Plagioklasausscheidungen reichen Gesteinen zu gleichmässig körnigen, von mittelkörnigen zu feinkörnigen, von feinkörnigen mit porphyrtigen Labradorausscheidungen zu gleichmässig feinkörnigen beobachten; es treten daselbst Olivinnorite, Olivingabbronorite, Olivingabbros, olivinarme Gabbros, gewöhnliche Gabbros, Pyroxensyenite, Olivinpyroxensyenite und Gabbrosyenite auf. Alle diese Gesteine gehen an den einen Stellen allmählich ineinander über, anderwärts sind sie scharf von einander getrennt. In letzterem Falle beruht die Trennung aber nur auf einem Unterschied in der feineren Structur, Korngrösse und relativen Betheiligung der Gemengtheile. So konnte z. B. an einer dieser Contactstellen zwischen Olivinpyroxensyenit und Olivingabbronorit beobachtet werden, dass ersterer nach dem Contact zu feinkörniger, feldspathreicher und ärmer an Olivin, Titaneisen und Apatit wird; der zweite wird zum Contact hin orthoklasreicher, und an Stelle von xenomorphem Apatit stellt sich nadelförmiger ein. Contacterscheinungen in der Art theilweiser Anschmelzung von Gemengtheilen, Auftreten von Neubildungsproducten werden nicht beobachtet. Da beide Gesteine ferner zu ein und demselben, an Fe und Mg reichen Gesteinstypus gehören, so stehen sie zweifellos im Schlierenverhältniss zu einander und stellen, wie alle Gesteine der Gabbroformation

der untersuchten Kreise Einen geologischen Körper dar, dessen einzelne Glieder selbst bei verschieden zeitlicher Entstehung jedenfalls einer und derselben Thätigkeitsperiode des magmatischen Herdes zu gehören.

Als ein zweites Beispiel für weitgehende Differenzirung ein und desselben Gabbromagmas möge das Auftreten von Olivingabbros, Olivingabbronoriten, Olivinpyroxensyeniten und Pyroxensyeniten am Bache Dobrynka bei Buki erwähnt werden.

Unter den angeführten 6 Typen besitzen die Labradorite, Olivinorite und Olivingabbros die grösste Verbreitung. Die Olivinpyroxensyenite, Pyroxensyenite und Amphibolgabbros kommen seltener und gewöhnlich im Entwickelungsrayon der Granite vor, werden daher vom Verf. als peripherische Facies der Gabbroformation betrachtet. „Das in seinen peripherischen Theilen mit Graniten in Berührung kommende Gabbromagma wurde reicher an K Al-Silicat und saurer, wodurch die Gesteine der letzten 3 Typen resultirten.“ Zur Unterstützung dieser Ansicht wird der Umstand herangezogen, dass in Gegenden, wo der unmittelbare Contact zwischen Granit und den Gesteinen der Gabbrofamilie beobachtet werden konnte (freilich nur 2 Fälle), diese Gabbrogesteine durch einen jener letzten 3 Typen repräsentirt werden. Natürlich muss man sich eine derartige Beeinflussung des peripherischen Gabbromagmas durch Granit als in grösserer Tiefe vor sich gegangen vorstellen, denn an den Contactaufschlüssen weist die in dem einen Falle auf nur 1—2 mm sich erstreckende Einwirkung des jüngeren Gabbromagmas auf den Granit darauf hin, dass ersteres bereits eine zu niedrige Temperatur besass, als dass es den Granit noch erheblich hätte alteriren können. Die endomorphen Contacterscheinungen äussern sich in diesem Falle — es handelt sich um Gabbrosyenit — in einer Verminderung der Korngrösse, Verschwinden der ersten Generation von Labrador und Diallag, Anreicherung von Hornblende auf Kosten von Diallag, der am Contact selbst ganz verschwindet, und Zunahme von Orthoklas und Quarz. Im zweiten Falle, wo ein Übergangsgestein zwischen Olivinpyroxensyenit und Amphibolgabbro mit Granit in Contact tritt, wird ersteres nach dem Contact zu saurer, indem der Olivin fast völlig verschwindet und der Quarz sich anreichert.

In dankenswerther Weise hat der Verf. es unterlassen, eine Menge neuer Termini in die Petrographie einzuführen, wozu bei dem Vorhandensein mannigfacher Besonderheiten der Gesteine der Gabbroformation Verführung genug vorhanden gewesen wäre. So zieht er denn auch, vom unmöglichen „Perthitophyr“ ganz zu schweigen, die Bezeichnung Labradorfels oder Labradorit derjenigen von Anorthosit vor. Abgesehen davon, dass schon im Jahre 1869 die Gesteine von Kamenny Brod und Goroschki durch BARBOT DE MARNY als Labradorfels bezeichnet worden und diese Terminologie sich seitdem in der Petrographie eingebürgert hat, bringt der Name Anorthosit die mineralogische Zusammensetzung der betreffenden Gesteine viel weniger zum bestimmten Ausdruck als die Bezeichnung Labradorfels. Ausserdem widerspricht die Bezeichnung Labradorfels nicht

dem geologischen Connex der damit belegten Gesteine mit den übrigen der Gabbroformation.

Wenn andererseits der Verf. Gesteine mit porphyrtiger Structur noch als „Olivinnorite“ bezeichnet — im Gegensatz zu der gleichmässig-körnigen Structur der typischen Olivinnorite —, so geschieht dies, weil jene Olivinnorite mit typischer porphyrtiger Structur zuweilen übergehen in solche mit mittelkörniger Structur und ausserdem geologisch verbunden sind mit gleichmässig-körnigen Labradoriten und Olivinabbros. Die nähere Bezeichnung „porphyrtiger Olivinnorit“ genügt auch hier vollkommen zur Illustrirung des petrographisch-geologischen Thatbestandes.

Da die Bezeichnung Pyroxensyenit und Olivinpyroxensyenit gleichsam auf ihren geologischen Connex mit Syeniten hinweisen, so schlägt der Verf., da letzteres für die betreffenden, zur Gabbroformation gehörenden Gesteine des Shitomir'schen und Radomysl'schen Kreises nicht der Fall ist, die Bezeichnung „Orthoklasgabbro“ und „Olivinorthoklasgabbro“ als zutreffender vor. Wenn er selbst diese Bezeichnung in vorliegender Arbeit nicht durchführte, so geschah solches, weil unter diesem Namen von R. D. IRVING bereits Gesteine aus dem Gebiete des Oberen Sees beschrieben worden sind (dies. Jahrb. 1885. II. -298-), die sich nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung wie auch in Bezug auf den Grad ihrer Metamorphosirung von den Pyroxensyeniten Wolyniens scharf unterscheiden.

Da die Gesteine der Gabbroformation der untersuchten Kreise hypidiomorph-körnige, häufig auch porphyrtige Structur besitzen (wodurch sie sich übrigens — abgesehen von der beständigen Gegenwart von Orthoklas — von den Gesteinen anderer Gabbrogebiete mit ganz geringen Ausnahmen unterscheiden), da ferner im Gabbrosyenit von Wichlja Einschlüsse von Granit und endomorphe Contacterscheinungen angetroffen werden, ausserdem nirgends Schieferung, Schichtung oder faserige Structur zur Beobachtung kommt, so stellen sie selbstverständlich echte Eruptivgesteine dar und haben nichts etwa mit den Zobteniten Roth's zu thun. Die Gesteine sind in den überaus meisten Fällen durchaus frisch, und nur selten ist eine Umwandlung des Labradors in Sericit oder Muscovit, des rhombischen Pyroxens in Bastit, des Diallags in Chlorit und des Olivins in Serpentin zu erkennen, während Saussurit überhaupt nie vorkommt. Die Meinung MOROZEWICZ', dass die von ihm untersuchten Gabbronoritgesteine des Owrutsch'schen und Shitomir'schen Kreises „ziemlich stark dynamometamorphosirt seien“ (l. c.) ist nach den Darlegungen des Verf.'s nicht begründet.

Die Granite kommen im untersuchten Gebiete wohl häufig vor, besitzen aber doch bei Weitem nicht die Verbreitung der Gabbronoritgesteine. Unter ihnen lassen sich 3 Typen unterscheiden:

1. Grob-, mittel- oder feinkörnige Gesteine. Orthoklas (nur selten mit Mikroperthitstructur) und Quarz häufig in pegmatitischer Verwachsung, die bei Zunahme der Quarzmenge seltener wird. In letzterem Falle ver-

schwinden fast völlig die farbigen Mineralien, unter denen Hornblende gegenüber Biotit dominirt oder auch allein vorhanden ist. Es kommen vor: Amphibolgranit, porphyrtiger Amphibolgranit und mit diesem durch Übergänge verbunden, also eine Facies desselben geologischen Körpers darstellend: Amphibolquarzporphyr mit mikropegmatitischer Grundmasse (Amphibolgranophyr ROSENBUSCH's); ferner Granit, fast frei von farbigen Gemengtheilen, und mit diesem verbunden: Quarzporphyr mit mikrogranitischer Grundmasse (Mikrogranit ROSENBUSCH's).

2. Feinkörnige Gesteine, deren Kalifeldspath fast stets Mikroklinstructur aufweist. Der reichliche Quarz nie in pegmatitischer Verwachsung mit Orthoklas. Nur Biotit vorhanden, Hornblende fehlt. Bei Uschomir nimmt der Granit dieses Typuses gneissartige Structur an und geht, wie der Verf. sich ausdrückt, in „typischen Gneiss“ (ohne Kataklas- und Mikroklinstructur) über; an anderem Orte wird er porphyrtig, ohne indess in typischen Porphyr zu verlaufen. Demnach entwickelt: Biotitgranit, Gneissbiotitgranit und porphyrtiger Biotitgranit.

3. Pelikanitgranit. Dieses bei Mokryantschschina, Pikarschschina und Terinzy (Kreis Shitomir) künstlich in 1—1½ m tiefen Feldgruben aufgeschlossene Gestein — die örtlichen Bewohner benutzen es zum Ofenbau — stellt ein ziemlich grobkörniges Aggregat von Orthoklas und Quarz dar, dem sich eine dichte, compact erscheinende Masse von Pelikanit zugesellt. Dieser letztere macht zuweilen  $\frac{1}{3}$  des ganzen Gesteins aus, füllt in anderen Fällen nur die Lücken zwischen den Orthoklas- und Quarzindividuen aus oder hüllt allseitig den Orthoklas ein, von ihm jedoch scharf getrennt, oder aber durchzieht in dünnen Adern das Gestein. An der Zusammensetzung dieses Granites nimmt ausserdem noch sehr wenig Plagioklas und eine verschwindende Menge eines schwarzen Erzes Theil. An einem der Aufschlüsse besteht das Gestein fast nur aus Quarz und Pelikanit.

Bei mikroskopischer Untersuchung erweist sich die Pelikanitmasse als aus grauen oder gelben, bald feiner, bald gröber struirten doppeltbrechenden schuppigen Aggregaten bestehend, welche in grösserer oder geringerer Menge kleine Quarz- und Orthoklaskörnchen umschliessen. Mancherorts bemerkt man zwischen den Schüppchen kleine Partien homogener amorpher Substanz, ähnlich dem Opal. Die Schuppen selbst, welche die Hauptmasse des Pelikanits ausmachen, erinnern ihrem Habitus nach an Kaolin, unterscheiden sich von diesem aber durch die vollkommene Compactheit der Masse, welche dünne Schriffe herzustellen erlaubt. Der Orthoklas erweist sich u. d. M. entweder frisch oder in ein graues, schuppiges, kaolinartiges Aggregat umgewandelt, das allmählich in die Pelikanitmasse verläuft. Aus der chemischen Analyse des Pelikanits<sup>1</sup> lässt sich entnehmen, dass an der Zusammensetzung desselben ein wasserhaltiges Aluminiumsilicat Theil nimmt.

<sup>1</sup> BLÜMEL, Pelikanitgranit. Berg-Journ. 1871. Th. III. 180 (russ.). — Cf. OUCHAKOFF, Bull. Acad. St. Pétersbourg. 1858. 16. 129; Journ. f. prakt. Chemie. 1858. 74. 254.

Hiernach hat sich der Pelikanitgranit aus Graniten, und zwar, wie sich nachweisen lässt, aus sehr biotitarmen Graniten auf einem von der gewöhnlichen Verwitterung abweichenden Wege gebildet, bei dem andere Bedingungen als bei der Kaolinisirung herrschten. Welcher Art diese Bedingungen sind, darüber lassen sich nur Vermuthungen anstellen. Da der Pelikanitgranit im Entwicklungsrayon der Gabbroformation ansteht, so wäre es möglich, dass unter dem Einfluss höherer Temperatur, hervorgerufen durch das in der Nachbarschaft empordringende Gabbromagma, und infolge Durchtränkung mit dampf- und gasförmigen Substanzen der granitische Orthoklas eine besondere Metamorphosirung erlitt und der Quarz die ihm eigenthümliche Rissigkeit erlangte. Bei einer derartigen Annahme wäre der Pelikanitgranit natürlich ein Contactgestein. Damit würde gut harmoniren die sehr scharf ausgeprägte Absonderung des Pelikanitgranites in  $1\frac{1}{2}$ —2 Werschok (7—9 cm) dicke Platten an allen drei Aufschlusspunkten und der völlige Mangel derartiger Absonderung an den übrigen Graniten desselben Gebietes.

Zwischen den Graniten aller drei Typen und den Gesteinen der Gabbroformation kommen keinerlei Übergänge vor. Das Auftreten kleiner hystorogenetischer Schlieren granitischen Charakters im Labradorit von Kamenny Brod (Kreis Radomysl), welche 1867 von FEOFILAKTOW als granitische Gänge beschrieben worden, hat natürlich mit Graniten nichts zu thun. Hiernach stellen beide Gesteinsreihen: die Gabbro-Norit-Syenitformation und die Granitformation völlig selbständige geologische Körper dar; die erstere ist jünger als die letztere.

Am rechten Ufer des Usch in der Umgebung von Uschomir ist ein sehr feinkörniges, fast schwarzes Gestein entwickelt, welches durch Ausscheidungen von hellgrauem, fast weissem Plagioklas (automorph, stark in Muscovit zersetzt, Grösse 6—7 cm) eine ausgesprochen porphyrische Structur erhält. Seinem Habitus und der mineralogischen Zusammensetzung nach gleicht es ungemein den zuerst von Ossowsky<sup>1</sup> unter dem Namen **Wolynit** beschriebenen Gesteinen des Owrutsch'schen Kreises. Hauptgemengtheile der Grundmasse: Plagioklas (leistenförmig, öfters theilweise in Sericit umgewandelt), monokliner compacter Pyroxen diabasischen Charakters, secundäre hellgrüne faserige Hornblende, zuweilen mit Uralithabitus, häufig in Chlorit umgewandelt, ist mindestens z. Th. aus einem Pyroxen hervorgegangen, der seinen Eigenschaften nach mit dem im Gestein auftretenden Pyroxen nicht übereinstimmt; Hornblende und compacter Pyroxen in ziemlich gleicher Menge. Accessorisch: Titan-eisen (häufig von einem Pyroxensaum umgeben, in stark zersetzten Proben mit Leukoxenrand, oft völlig in Titanit übergeführt), Apatit, Biotit (sehr wenig) und compacte Hornblende. Ausserdem local: Pyrit, Olivin, stets von dünnem primären Erzsaum (Titaneisen oder Magneteisen)

<sup>1</sup> Ossowsky, Arbeiten des 3. Congresses russischer Naturforscher in Kiew 1871. Sitzungsprot. d. Abth. f. Min., Geol. u. Palaeontol. p. 5. (russ.)

umkleidet, zuweilen zu Serpentin zersetzt, Quarz. Structur der Grundmasse infolge der länglichen Plagioklasdurchschnitte ophitisch. Mittlere Korngrösse 0,12—0,19 mm.

Der Verf. besuchte auch die aus der Literatur<sup>1</sup> bekannten Vorkommnisse von Wolynit bei Michailowka, Meshiritschka und Waskowitschi im Owrutsch'schen Kreise. Das Gestein von Michailowka ist dem von Uschomir täuschend ähnlich, nur etwas stärker metamorphosirt (von Pyroxen keine Spur mehr vorhanden). Das Gleiche ist der Fall mit dem Gestein von Meshiritschka, welches in einem 1 m mächtigen Gang Norit durchsetzt. Dagegen unterscheidet sich das Gestein von Waskowitschi scharf von den vorhergehenden. Der porphyrische Charakter ist an ihm weniger prägnant ausgeprägt; auch weicht die mineralogische Zusammensetzung und der Grad der Metamorphosirung ab. Seine Hauptgemengtheile sind: Plagioklas, Diallag und rhombischer Pyroxen (local in Bastit umgewandelt); accessorisch: Hornblende, Titaneisen, Orthoklas, Quarz, Biotit, Apatit. Faserige Hornblende tritt nicht auf. Hiernach wird das Gestein von Waskowitschi vom Verf. zur Gabbroformation gestellt und wegen der scharf ausgeprägten ophitischen Structur seiner Grundmasse als besonderer Typus dieser Formation angesprochen. Hierin stimmt der Verf. mit ARMASCHESKY überein, welcher mittheilt, dass das betreffende Gestein mit grobkörnigem Gabbro eng verknüpft sei, stellt sich dagegen in bewussten Gegensatz zu MOROZEWICZ, der in jenem Gestein ein palaeovulcanisches Analogon der Gabbro-noritgesteine sieht (MOROZEWICZ giebt eine chemische Analyse des betreffenden Gesteines).

Die Wolynite von Uschomir, Michailowka und Meshiritschka müssen, da sie sich von den Gliedern der Gabbroformation scharf unterscheiden, als selbständiges Gestein betrachtet werden, und zwar sehr wahrscheinlich als Ganggesteine, wie das aus ihren vom Verf. näher beschriebenen Beziehungen zum Norit und Amphibolgranit hervorgeht, sowie aus dem Vorkommen eines typischen Ganges von Wolynit im Norit von Meshiritschka. Leicht möglich, dass das Material der Wolynite jenem vulcanischen Herde entstammt, aus dem die Gesteine der Gabbroformation hervorgegangen, wobei nur für beide Gesteinsserien Bildungszeit und -Bedingungen verschieden waren.

Da der petrographische Charakter desjenigen primären Gesteines, aus welchem durch Metamorphosirung der Wolynit hervorgegangen, bis zur Zeit nicht bekannt ist, so hält es der Verf. für wünschenswerth, den Namen Wolynit für die oben bezeichneten Gesteine so lange aufrecht zu erhalten, bis die Frage nach ihren geologischen Beziehungen endgültig entschieden.

Es sei hier noch Einiges zur Charakteristik der Hauptgemeng-

<sup>1</sup> OSSOWSKY l. c. — MUSCHKETOW, dies. Jahrb. 1873. 422. — CHRUSCHOFF, Note préliminaire sur la Wolhynite de M. d'Ossowski. Bull. soc. min. de France. 1885. No. 9. — ARMASCHESKY, Ueber einige krystallinische Gesteine des Owrutsch'schen Kreises im Gouv. Wolynien. Schriften d. Kiewer Naturf.-Ges. 8. Heft 2. p. XXXVIII. 1886. (russ.) — MOROZEWICZ l. c. No. 8.

theile der Gesteine der Gabbroformation des Shitomir'schen und Radomysl'schen Kreises angeführt.

1. Orthoklas (Mikroperthit) tritt als beständiger Gemengtheil auf, dabei aber eine sehr verschiedene Rolle spielend. Mikroperthitische Structur stets in grösserem oder geringerem Grade beobachtbar. Die Plagioklaslamellen des Mikroperthits sind parallel einem sehr steilen Orthodoma eingelagert, weshalb sie auf der Fläche M in Gestalt spindelförmiger Bildungen erscheinen, deren Längsrichtung mit den Spaltrissen nach P einen in verschiedenen Fällen zwischen  $106^\circ$  und  $110^\circ$  schwankenden Winkel bilden. Diese Schwankungen mögen z. Th. auf nicht vollkommene Parallelität des untersuchten Durchschnittes mit der Fläche M zurückzuführen sein, z. Th. aber wohl auch auf einer Unbeständigkeit der Lagerungsrichtung der Lamellen beruhen. Die Menge der Plagioklaseinlagerungen schwankt zwischen weiten Grenzen: zuweilen kaum merkbar, zuweilen aber derart den Orthoklas anfüllend, dass bei gewisser Lage des Präparates zum auffallenden Lichtstrahl ein Farbenschiller zur Beobachtung kommt. Nur sehr selten ist in diesen Plagioklaslamellen eine Zwillingsstreifung parallel P/M wahrnehmbar. Da der Mikroperthit in den weitaus meisten Fällen vollkommen frisch ist und ein causaler Zusammenhang zwischen mikroperthitischer Structur und mechanischer Deformation, welch' letztere überhaupt nur ganz ausnahmsweise vorkommt, sich nirgends nachweisen lässt, so muss die mikroperthitische Structur des Orthoklases der untersuchten Gesteine eine unzweifelhaft primäre sein. Dies wird ausserdem noch durch andere interessante Beobachtungen des Verf.'s bewiesen. Bei unregelmässiger Vertheilung sind diese Einlagerungen im Centrum des Orthoklases angereichert und nehmen an Zahl nach der Peripherie zu allmählich ab. Auslöschung des Orthoklases auf  $M = 4-8^\circ$ .

Chemische Zusammensetzung eines Mikroperthits aus dem Labradorit von Poromowka, Kreis Shitomir, unter I, unter Ausschluss von  $TiO_2$  auf 100 berechnet unter II. Das Analysenmaterial war sorgfältig von allen Begleitmineralien gereinigt.

	I.	II.	III.
$SiO_2$ . . . . .	62,58	62,69	63,31
$TiO_2$ <sup>1</sup> . . . . .	0,59	—	—
$Al_2O_3$ <sup>2</sup> . . . . .	20,83	20,87	20,38
CaO . . . . .	2,10	2,10	1,85
$Na_2O$ . . . . .	2,08	2,08	2,04
$K_2O$ . . . . .	12,24	12,26	12,42
Verlust bei $120^\circ C.$ . .	0,12	—	—
Glühverl. . . . .	0,29	—	—
	100,33	100,00	100,00

Die Resultate entsprechen ziemlich genau der Formel  $Or_4 Ab_1 An_{0,5}$ ; berechnete Zusammensetzung derselben unter III. Da in dem analysirten

<sup>1</sup>  $TiO_2$  nur in der bei der  $SiO_2$  bleibenden Portion bestimmt.

<sup>2</sup> Inclusive sehr geringer Mengen von  $Fe_2O_3$ .

Mikroperthit sich die spindelförmigen Plagioklaseinschlüsse in grosser Menge finden, so ist es nicht zweifelhaft, dass ein beträchtlicher Theil des Ca- und Na-Gehaltes ihnen zugehört. Die Berechnung der Analysenresultate zeigt, dass auf 1 Theil  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$  1 Theil  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  kommt, dass also der mikroperthitische Plagioklas zu  $\text{Ab}_2\text{An}_1$  (Andesin) gehört. Natürlich sind Schwankungen zum Oligoklas und Labrador hin nicht ausgeschlossen. Dass insbesondere auch basischere Plagioklase als Andesin im Mikroperthit auftreten, beweisen einige Beobachtungen des Verfliessens randlicher spindelförmiger Einlagerungen des Mikroperthits mit angrenzenden Labradorindividuen (im Olivingabbro von Ryshiny). Diese mehr basische Natur des Plagioklases im Mikroperthit ist bemerkenswerth, da die bisherigen chemischen Untersuchungen von Mikroperthiten anderer Fundorte entweder gar kein CaO oder nur in geringer Menge ergeben haben. Damit stimmt überein das im Vergleich zu anderen Mikroperthiten höhere spec. Gew. des Mikroperthits von Poromowka, schwankend zwischen 2,6177 und 2,5890. Diese mehr basische Natur des Plagioklases in dem vom Verf. untersuchten Mikroperthit ist leicht erklärlich, da die Gesteine der Wolynischen Gabbroformation, in denen der Plagioklas stets zur Labrador- oder Andesinreihe gehört, basischer sind als jene Gesteine, welche Ca-ärmere Plagioklase enthalten und bisher zur Untersuchung des Mikroperthits dienten.

Orthoklas spielt öfters die Rolle einer Ausfüllmasse in den Vertiefungen corrodirtten Plagioklases. Hierbei konnte aber auch die Beobachtung gemacht werden, dass in der Umgebung des corrodirtten Plagioklases zugleich mit dem Orthoklas wiederum Plagioklas auskrystallisirte, welcher im Orthoklas in Form länglicher, zuweilen krystallographisch umgrenzter Einschlüsse erscheint. Diese letzteren löschen mit einem System der Zwillinglamellen des corrodirtten Plagioklases gleichzeitig aus.

2. Plagioklas. Vollkommen reines Material (abgesehen von Mikroolithen) des Plagioklases aus dem Labradorfels von Poromowka schwankte im spec. Gew. zwischen 2,6920 und 2,6766, und wurde durch THOULET'sche Lösung vom spec. Gew. 2,6858 in zwei ungefähr gleiche Theile getheilt, deren Analyse sich unter I und II (S. 472) findet.

Die chemische Zusammensetzung dieses Labradors von Poromowka entspricht der Formel  $\text{Ab}_1\text{An}_1$  nur dann genau, wenn  $\text{K}_2\text{O}$  als Ersatz für  $\text{Na}_2\text{O}$  in Berechnung gezogen wird. Würde man dagegen die Substanz des Kalisilicates ausscheiden, so erhielte man für I die Formel  $\text{Or}_1\text{Ab}_5\text{An}_6$ , für II  $\text{Or}_1\text{Ab}_8\text{An}_9$ .

Die Untersuchungen der Auslöschungsschiefe an Spaltstücken verschiedener Plagioklase führten immer auf Glieder der Labradorreihe oder die dem Labrador sehr nahestehenden Grenzglieber der Andesinreihe (auf M — 12 bis —  $27\frac{1}{2}^\circ$ , auf P für das Zwillinglamellensystem mit der geringsten Auslöschungsschiefe —  $3\frac{1}{2}^\circ$  bis —  $9^\circ$ , für dasjenige mit der grössten Auslöschungsschiefe —  $4\frac{1}{2}^\circ$  bis —  $12^\circ$ ).

Auch aus der Bauschanalyse der Gesteine der Gabbronoritsyenitformation lässt sich, natürlich nur angenähert, auf die chemische Zu-

	I.	II.	III.	IV.	V <sup>1</sup> .	VI.	VII.
SiO <sub>2</sub> . .	54,78	55,32	55,35	55,49	53,54	54,55	53,90
TiO <sub>2</sub> . .	0,36	0,28	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	28,16	28,16	27,19	26,83	29,37	28,68	28,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	0,27	0,05	2,34	1,60	—	1,03	0,48
FeO . .	0,48	0,52	—	—	0,50	—	—
MnO . .	—	—	Spur	—	—	—	—
CaO . .	10,35	10,05	10,63	10,93	8,16	11,23	10,70
MgO . .	—	—	—	0,15	0,42	—	Spur
Na <sub>2</sub> O . .	4,84	5,20	3,64	3,96	5,80	4,62	4,75
K <sub>2</sub> O . .	1,45	0,97	0,22	0,36	1,30	0,42	0,65
H <sub>2</sub> O . .	—	—	0,49	0,51	0,91	—	0,62
Glühverl. .	0,04	0,03	0,14	0,17		—	—
	100,73	100,58	100,00	100,00	100,10	100,53	99,80
Sp. Gew.	2,6920–2,6858	2,6858–2,6766	—	—	2,718	2,700	2,6937
Ab : An	1 : 1	1 : 1	—	—	—	5 : 6	7 : 8

sammensetzung der in ihnen auftretenden Feldspäthe schliessen, da nur diese beträchtliche Mengen der Alkalien enthalten und die Thonerde fast ausschliesslich an sie gebunden ist. Die Berechnungen ergaben folgendes Verhältniss zwischen Ab : An.

1. Im Forellenstein von Gazkowskaja Rudnja . . . 1 : 1,18.
2. „ Olivinnorit von Goroschki . . . . . 1 : 1,05.
3. „ Olivingabbronorit „ „ . . . . . 1 : 1,01.
4. „ Olivingabbro „ „ . . . . . 1 : 0,81.
5. „ Olivinpyroxensyenit „ „ . . . . . 1 : 0,76.
6. „ Gabbrosyenit „ „ . . . . . 1 : 0,71.
7. „ Pyroxensyenit „ „ . . . . . 1 : 0,54.

Entsprechen hiernach die Plagioklase der Gabbronoritgesteine sehr nahe der Formel Ab<sub>1</sub>An<sub>1</sub>, so wird doch schon in dem geologisch mit Olivinpyroxensyeniten verbundenen Olivingabbro die Antheilnahme des An-Silicates geringer, was sich in noch erhöhtem Maasse ausspricht, je mehr im Gesteine Orthoklas und SiO<sub>2</sub> zunehmen, so dass im Pyroxensyenit die Formel fast durch Ab<sub>1</sub>An<sub>0,5</sub> zum Ausdruck kommt.

Der Plagioklas der Gesteine der Gabbronoritsyenit-Formation wird durch die Anwesenheit der bekannten lamellen- bis nadelförmigen, braunen, durchsichtigen bis undurchsichtigen Einschlüsse charakterisirt, deren eingehende Beschreibung zeigt, dass sie alle dem Titaneisen (z. Th. vielleicht dem Eisenglanz) zugehören, worauf auch der Titangehalt der Labradore hinweist. Um so grobkörniger das Gestein, um so reichhaltiger die Einschlüsse; durch sie nimmt der Labrador mancher Labradorfelse fast schwarze Farbe an. Ausser diesen und den gewöhnlichen Einschlüssen der Begleitmineralien kommen noch farblose, spindelförmige vor, voll-

<sup>1</sup> In diesen Zahlenangaben oder in der Summe ist ein Fehler enthalten.

kommen analog den spindelförmigen Einschlüssen im Mikroperthit. Gewöhnlich nur in geringer Menge vorhanden, reichern sie sich doch zuweilen derart an, dass im Schliff der Plagioklas, natürlich abgesehen von der Zwillingsstreifung und den optischen Eigenschaften, dem Mikroperthit täuschend ähnlich wird. Die längere Axe der Einschlüsse bildet auf M mit den Spaltrissen nach P einen Winkel von ca. 108—110°. Die Einschlüsse sind demnach, ähnlich den Verhältnissen im Mikroperthit, parallel der Projection eines steilen Makrodomas gelagert, weshalb sie wahrscheinlich auch einem Feldspath zugehören, vielleicht dem Orthoklas, zumal, abgesehen von des Verf. Analysen (oben I und II), auch die von Anderen ausgeführten Plagioklasanalysen aus Gesteinen des untersuchten Gebietes eine grössere oder geringere  $K_2O$ -Menge ergeben haben: III. Plagioklas aus dem grobkörnigen, IV. aus dem porphyrischen Gestein von Kamenny Brod, Kreis Radomysl (SEGETH<sup>1</sup>), V. und VI. Plagioklas von ebenda (TEICH und SCHUSTER), VII. Plagioklas aus dem Labradorit von Turtschinka (MOROZEWICZ l. c.). Ein Zusammenhang etwa zwischen mechanischen Deformationen und dem Auftreten der erwähnten Einschlüsse ist nirgends beobachtbar. Sie sind ebenso primärer Natur wie die Plagioklaseinschlüsse im Orthoklasmikroperthit. Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse kommen vor.

Die Beobachtungen SCHRAUF's (dies. Jahrb. 1871. 743) über die Abhängigkeit des Farbenschillers auf Fläche M von Einschlüssen werden bestätigt. Der Farbenschiller ist auch im Präparat bei gewisser Stellung gegenüber dem auffallenden Licht sichtbar, aber nur an jenen einzelnen Partien, woselbst sich die durchsichtigen braunen Lamellen als Einschlüsse finden.

An Schliffen des Plagioklases aus dem Olivinnorit von Goroschki wurde beobachtet, dass unregelmässig umgrenzte Theile, die in keiner gesetzmässigen Beziehung zu den morphologischen Elementen des Krystalles stehen, beträchtliche Unterschiede in der Auslöschungsschiefe (auf M zwischen  $-10^\circ$  und  $-21^\circ$  an einem Individuum), wie auch in der Lage der positiven Mittellinie aufweisen. Diese optischen Differenzen sind wohl auf Druckkräfte zurückzuführen, welchen die porphyrischen Plagioklase nach der Krystallisirung des Magmas ausgesetzt waren, wobei vielleicht die ungleichmässige Volumänderung des Labradors und seiner individualisirten Einschlüsse zur Zeit der Abkühlung des schon verfestigten Magmas eine gewisse Rolle spielte (innerhalb eines Saumes um Biotit-, Titaneisen- und Diallageinschlüsse wurde in 2 Fällen die Auslöschungsschiefe des Plagioklases um 4 bzw.  $5^\circ$  geringer gefunden als ausserhalb dieses Randes). Andererseits können auch metamorphische Prozesse, die sich nachträglich im Gestein vollziehen, derartige Erscheinungen hervorrufen. So erleidet die Auslöschungsschiefe des Plagioklases eine Änderung um aus Pyroxen hervorgegangene Chlorit- und Aktinolithaggregate. Biegungen von Plagioklassäulen (bis  $20^\circ$  beob.) und damit in Verbindung stehende Bildung von Zwillingslamellen sind gleichfalls auf die Wirkung einseitigen Druckes bei

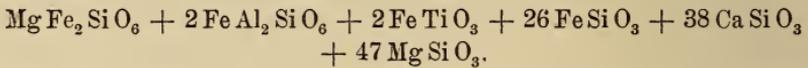
<sup>1</sup> SEGETH, Über den Labradorstein bei Kijew. 1840.

der Verfestigung des Magmas zurückzuführen, und nicht auf dynamometamorphische Vorgänge, da die angrenzenden Diallag- und übrigen Plagioklasindividuen, wie auch das ganze Gestein keine Anzeichen von Deformationen tragen.

3. Diallag. Da in den Gesteinen der Gabbronoritsyenit-Formation sich Übergänge finden zwischen typischem Diallag und monoklinem, völlig compacten Pyroxen ohne Absonderung nach  $\infty P\infty$  und  $\infty \bar{P}\infty$  und ohne lamellaren Bau nach OP, der beim Diallag oft bis zu feinsten Faserung herabsinkt, so wird vom Verf. der monokline Pyroxen aller Gesteine unter der Bezeichnung Diallag beschrieben. Selten tritt ausser dem gewöhnlichen grünen auch gelblicher Diallag auf. Chemische Zusammensetzung des an den bekannten nadel- und lamellenförmigen, primären Einschlüssen sehr reichen, vom Verf. bereits 1886 beschriebenen Diallags aus dem Labradorit von Kamenny Brod, Kreis Radomysl (cf. dies. Jahrb. 1886. II. -245-), folgende:

SiO<sub>2</sub> 50,11, TiO<sub>2</sub> 1,01, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,69, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,15, FeO 15,61, MnO Spur, MgO 13,68, CaO 15,10, Verlust bei 120° C. 0,27, Glühverlust 0,38, X 0,15, Summe 99,15.

Diese Zusammensetzung entspricht ziemlich genau der Formel:



Hiernach gehört der Diallag zu denjenigen Gliedern der Diopsidreihe, welche reich an Hedenbergit-Silicat (CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) sind, unterscheidet sich aber von typischen Vertretern dieser Gruppe durch relativ geringeren CaO-Gehalt. Das beträchtliche Überwiegen von FeO + MgO über CaO kann hier, da der Diallag von Kamenny Brod nur sehr schwach metamorphosirt ist, nicht nach der TSCHERMAK'schen Annahme durch Zusammensetzungsveränderungen infolge Verwitterung erklärt werden, sondern beruht wahrscheinlich auf der Antheilnahme des Silicates MgFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> an der Zusammensetzung (cf. dies. Jahrb. 1892. II. -25-).

Nicht selten erscheint der Diallag in paralleler Verwachsung mit rhombischem Pyroxen oder wird von diesem durchwachsen; in letzterem Falle tritt der rhombische Pyroxen gewöhnlich in größeren Individuen auf, nie in so kleinen mikroskopischen Lamellen, in denen umgekehrt der monokline Pyroxen im rhombischen eingewachsen erscheint.

4. Rhombischer Pyroxen. Gehört zufolge der optischen Bestimmung und der qualitativ-chemischen Untersuchung zum Hypersthen. Eine charakteristische, fast beständige Eigenthümlichkeit desselben offenbart sich in der Durchwachsung mit mikroskopischen Individuen monoklinen Pyroxens; diese sind lamellenartig nach  $\infty P$ ,  $\infty \bar{P}\infty$  oder einem Brachydoma des rhombischen Pyroxens entwickelt. Bei winziger Dicke dieser Lamellen erscheint der Hypersthen zart faserig. In einem Falle (im Olivinorit von Goroschki) wurde eine Durchwachsung von rhombischem Pyroxen mit nach einem Brachydoma lamellaren Diallagindividuen beobachtet, bei welcher  $\infty P\infty // \infty \bar{P}\infty$  und  $\infty P\infty // \infty \bar{P}\infty$ . Liegen Diallag und rhom-

bischer Pyroxen in paralleler Verwachsung nebeneinander und dringt hierbei ersterer in letzteren ein, um mit den im Innern auftretenden Lamellen von Diallag zu verschmelzen, so lässt sich nachweisen, dass der Diallag den rhombischen Pyroxen parallel der Fläche desjenigen Brachydomas durchwächst, welches seiner Lage nach der Basis des Diallags entspricht, d. i. ungefähr  $\frac{1}{2}\checkmark\infty$ . Einlagerungen dieser letzten Art, sowie derjenigen parallel der Verticalaxe finden sich zuweilen zusammen in ein und demselben Individuum. Auf diese Weise entsteht dann eine Art Netz, dessen Zwischenräume durch Hypersthensubstanz ausgefüllt werden. — Bei der Verwitterung nehmen der Diallag und Hypersthen eine trübe faserige Beschaffenheit an, begleitet von Ausscheidungen von Limonit, Calcit und Chlorit.

5. Hornblende, compact, primär, vertritt in beträchtlicher Menge die Pyroxene nur in solchen Gesteinen der Gabbroformation, in denen neben Orthoklas auch Quarz zugegen. Gewöhnlich legt sie sich streifenförmig an den Diallag, seltener an den rhombischen Pyroxen, oder bildet einen Mantel um den Diallag, mit dem sie auch in unzweifelhafter paralleler Verwachsung auftritt.

6. Olivin, eisenreich, im Schlicke gelblich und bei genügender Dicke pleochroitisch; enthält selten Flüssigkeitseinschlüsse. Die Pyroxene, wie auch Biotit, bilden öfters um ihn eine ununterbrochene Hülle. Doss.

---

M. Sidorenko: Syenit mit kugeliger Absonderung vom Ufer des Flusses Basawluk. (Schrift. d. neurussisch. Naturf.-Ges. 20. Heft 2. p. 17—24. Odessa 1896. Russ.)

Am linken Ufer des die Grenze zwischen den Gouv. Cherson und Ekaterinoslaw bildenden Flusses Basawluk, beim Dorfe Laschkarewka, steht ein hypidiomorph-feinkörniger Syenit an, der sich aus mehr oder minder regelmässigen Kugeln aufbaut und beim Schlagen in krummschalige Stücke zerspaltet. Dieser Syenit durchschneidet Ganggranit, der seinerseits im Gneiss und den darüberlagernden krystallinischen Schiefen aufsetzt.

Die Hauptmasse des Gesteines besteht aus 2 Hornblendevarietäten: a) grüne nadelförmige, zuweilen dachförmig zugespitzte Individuen mit orthodomatischer Ablösung, starkem Pleochroismus und einer Auslöschungsschiefe von  $14-16^\circ$ , entweder zerstreut im Gestein auftretend oder zu radialstrahligen Aggregaten und unregelmässigen Bündeln vereinigt. b) Säulenförmige, gelbgrüne Individuen mit der gewöhnlichen Spaltbarkeit, ohne Ablösung und einer Auslöschungsschiefe von  $13^\circ$ . Hierzu gesellen sich kaolinisirte Feldspäthe: Orthoklas mit Albiteinlagerungen (Auslöschung auf  $\infty\checkmark\infty 19^\circ$ ), Mikroperthit, selten Albit (Auslöschung auf  $\infty\checkmark\infty 15^\circ$ ), häufiger Oligoklas ( $Ab_3An_1$ ). Accessorisch: Primärer und secundärer Quarz, Apatit, Zirkon (ein scharf ausgebildeter Zwilling nach  $P\infty$  beobachtet), secundärer grüner Biotit, Magnetit (z. Th. in Pseudomorphosen nach der gelbgrünen Hornblende), sehr wenig Titaneisen mit Leukoxen.

Für diesen Syenit, bei welchem, abweichend von den gewöhnlichen Verhältnissen, die in zwei Varietäten auftretende monokline Hornblende die Feldspäthe beträchtlich überwiegt, schlägt Verf. die Bezeichnung Basawluktypus vor.

Doss.

T. W. E. David, W. F. Smeeth, J. A. Schofield: Notes on Antarctic Rocks collected by Mr. C. E. BORCHGREVINK. (Journ. and Proc. R. Soc. New South Wales. 29. 461—492. 3 Taf. 1895.)

Der erste Abschnitt enthält eine historische Darstellung der bisherigen Ergebnisse der Südpolarforschung und eine Zusammenstellung der bisher gewonnenen spärlichen geologischen Erfahrungen über dieses Gebiet, sowie eine Aufzählung der bekannt gewordenen 23 thätigen und erloschenen Vulcane, der zweite beschäftigt sich mit den von BORCHGREVINK während der Expedition des Walfischfahrers Antarctic im Winter 1894/1895 gesammelten Gesteinen. Aufsammlungen wurden veranstaltet am Cap Adare, SO.-Küste von Victoria Land (71° 18' südl. Br., 170° 50' östl. L.), wie auf Possession Island unweit Cap Adare (71° 56' südl. Br., 171° 7' östl. L.); die Sammlung vom Cap Adare enthält neben Stücken aus dem Anstehenden auch Gerölle von der Küste. Mittheilungen über das geologische Auftreten der Gesteine werden nicht gemacht. Folgende Gesteine werden beschrieben:

#### I. Cap Adare.

Aplit mit Granaten (Garnetiferous-Granulitic-Aplite), bestehend aus Quarz, Kalifeldspath (sehr oft mit Mikroklinstruktur), mit gut ausgebildeten kleinen, aber dem unbewaffneten Auge sichtbaren Granaten und Turmalinsäulchen, sowie verstreuten Muscovitblättchen. Stark lichtbrechende farblose Körner und Säulchen, die als Einschlüsse in den anderen Gemengtheilen auftreten, werden trotz abweichender Orientirung (Axenebene // (100), Axenwinkel kleiner als gewöhnlich, optischer Charakter negativ) als Topas angesprochen, ein Schnitt aus zweifellosem Topas (Präparat für stauroskopische Untersuchung) zeigte den Verf. gleichfalls optisch negativen Charakter und einen sehr kleinen Axenwinkel, ausserdem enthält das Gestein Apatit, Zirkon, tafelförmigen Anatas und vielleicht einige Körnchen Cassiterit.

Trachyt dicht, grüngrau, spec. Gew. 2,49, besteht wesentlich aus „Sanidin“-Täfelchen und Ägirin (ca. 25% des Gesteins bildend) in kleinen eckigen Partien mit einem Pleochroismus in bräunlichgrünen und blaugrünen Tönen und einem kleinen Winkel zwischen einer Auslöschungsrichtung und der Prismenkante. In spärlichen gerundeten Körnern tritt dieser Ägirin auch als Einsprengling auf, ebenso wie einige grosse Magnetitkörner. In der Grundmasse finden sich ferner noch spärliche Plagioklasleistchen und eine kryptokrystalline Zwischenklemmungsmasse. Die Analyse ergab: SiO<sup>2</sup> 61,01, Al<sup>2</sup>O<sup>3</sup> 16,62, Fe<sup>2</sup>O<sup>3</sup> 3,55, FeO 2,81, MnO 0,55, CaO 3,27, MgO 0,06, Na<sup>2</sup>O 5,92, K<sup>2</sup>O 5,22, Gl.-V. 1,13; Sa. 100,14. [Mit der Anwesenheit von 6% Na<sup>2</sup>O stimmt die Angabe nicht überein, dass  $\frac{3}{4}$  des Gesteins aus „Sanidin“ besteht. Ref.]

Ferner werden gläserne Andesite, ein basaltischer Andesit und verschiedene Basalte beschrieben, unter ihnen ein Olivin-Dolerit mit schwachen Andeutungen einer Ocellarstructur, Feldspath-Basalte, unter denen ein Vorkommen sehr wenig Plagioklas und fast gar kein Glas enthält und dessen bedeutender Gehalt an  $\text{Al}^2\text{O}^3$  daher darauf schliessen lässt, dass sein Augit reich an  $\text{Al}^2\text{O}^3$  sein muss. Die Analyse ergab:  $\text{SiO}^2$  45,13,  $\text{Al}^2\text{O}^3$  18,13,  $\text{Fe}^2\text{O}^3$  12,94,  $\text{CaO}$  11,23,  $\text{MgO}$  7,33,  $\text{K}^2\text{O}$  0,98,  $\text{Na}^2\text{O}$  2,14,  $\text{H}^2\text{O}$  2,18; Sa. 100,06. Spec. Gew. 3,07. Der Olivin dieses Gesteins enthält, obwohl er ganz frisch ist, ein rechtwinkeliges Netzwerk von Magnetit, der in Strängen parallel den drei Axen des Olivins geordnet ist. Ein Limburgit mit grossen Olivinen und Augiten als Einsprenglingen, Augit und wenig Olivin als Gemengtheilen der zweiten Generation und verhältnissmässig wenig Glas (grau und bräunlich in den intersertalen Räumen zwischen den Augiten der Grundmasse) enthält zahllose kleine Hohlräume, in die der Augit der zweiten Generation mit guter Krystallausbildung hineinragt und die von einem farblosen isotropen Mineral, das als Analcim angesprochen wird, erfüllt werden. Auf diesen Gehalt an Analcim wird der auffallend hohe Gehalt an  $\text{Al}^2\text{O}^3$  zurückgeführt; es wurde bestimmt:  $\text{SiO}^2$  38,44,  $\text{Al}^2\text{O}^3$  19,88,  $\text{Fe}^2\text{O}^3$  13,46. Ein zweites Stück, vielleicht nur eine glasreichere Ausbildung desselben Gesteins ohne Analcim ergab:  $\text{SiO}^2$  38,99,  $\text{Al}^2\text{O}^3$  11,72,  $\text{Fe}^2\text{O}^3$  15,26.

Glimmerschiefer, wesentlich bestehend aus farblosen, unverzwilligten Körnern und 20% Biotit, untergeordnet brauner Turmalin, Zirkon, Apatit, Magnetit, ergab bei der Analyse:  $\text{SiO}^2$  71,43,  $\text{Al}^2\text{O}^3$  11,03,  $\text{Fe}^2\text{O}^3$  1,81,  $\text{FeO}$  2,56,  $\text{MnO}$  0,52,  $\text{CaO}$  4,07,  $\text{MgO}$  2,44,  $\text{Na}^2\text{O}$  2,10,  $\text{K}^2\text{O}$  2,77,  $\text{H}^2\text{O}$  1,44; Sa. 100,17. Da der Kalk nicht im Biotit enthalten sein kann — die Analyse ergab die Abwesenheit von  $\text{CaO}$  ( $\text{SiO}^2$  37,70,  $\text{Al}^2\text{O}^3$  20,74,  $\text{Fe}^2\text{O}^3$  (incl.  $\text{FeO}$ ) 19,03,  $\text{MnO}$  2,03,  $\text{MgO}$  8,06) — so muss sich unter den farblosen Körnern Kalifeldspath, Plagioklas und wahrscheinlich auch ein Glied der Skapolithreihe befinden. (Auf die Anwesenheit von Skapolith wird geschlossen, da bei dem Versuch einer mechanischen Trennung die farblosen Körnchen nicht zu scheiden waren, für Plagioklas vom spec. Gew. des Quarzes aber auf das vorhandene Natron nur 2,1%  $\text{CaO}$  gerechnet werden kann.) Das Gestein wird als ein durch ein saures Eruptivgestein verändertes Sediment angesprochen (?).

## II. Possession Island.

Trachyt mit Mandelsteinstructur, bestehend aus Feldspathleistchen mit wenig Glas, in dem Magnetit und sehr kleine Augitkörnchen liegen, mit deutlicher Fluidalstructur. Die Mandelräume sind erfüllt von einer der Wand zunächst liegenden Schicht einer bräunlichen, doppelbrechenden Substanz, die sich schon in kalter  $\text{HCl}$  löst, wahrscheinlich Natrolith, auf die nach innen Sectoren einer farblosen, schwach anomal doppelbrechenden Substanz, wohl Analcim, folgen. Den innersten Kern nimmt bisweilen Kalkspath ein.

Aus der Beschreibung der zahlreichen (Feldspath-)Basaltstücke ist nur die in einem Fall festgestellte Anwesenheit von Zoisit, die Um-

wandelung von Hornblende in farblosen Augit, dessen Körner unter sich parallel und mit ihrer Symmetrieebene parallel der Symmetrieebene der Hornblende liegen, sowie eine eigenthümliche Structur hervorzuheben, bei der das Stück aus etwas unregelmässigen ovoidalen Körperchen mit Axen von 5 mm resp. 2—3 mm besteht. Die längeren Axen dieser Körperchen liegen einander parallel, die meisten von ihnen haben einen weicheren Kern, der äussere Theil ist von unregelmässigen Sprüngen durchsetzt. U. d. M. ist ein Unterschied zwischen Kern und Schale nicht zu constatiren. Zur Erklärung dieser Erscheinung denken Verf. an Contraction während der Abkühlung, verbunden mit seitlicher Pressung und nachträglichem Eindringen von Wasser auf den Sprüngen. **Milch.**

### Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

**G. F. Becker:** Reconnaissance of the Gold Fields of Southern Alaska with some Notes on General Geology. (XVIII. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey. 1896/97. Part III. 1—86. 31 pl. Washington 1898.)

Die Abhandlung betrifft nicht die inzwischen so berühmt gewordenen Goldlagerstätten des Yukon-Flusses, sondern die nahe der pacifischen Küste. Die östlichsten derselben liegen auf den Inseln und dem Festlande des Alexander-Archipels und erstrecken sich bis 100 miles w. Juneau, der Hauptstadt dieses Bezirkes; die westlichen beginnen auf der Halbinsel Kenai und dehnen sich nach SW. über die Aleuten bis Unaska aus. Die klimatischen Verhältnisse sind hier nach Verf.'s Meinung dem Abbau nicht ungünstig, und die See erleichtert ihn. Das Vorkommen von Gold (und ebenso von Kohle) scheint erst 1848 entdeckt zu sein, auch die Eingeborenen hatten damals angeblich kein Wort für Gold. 1863 wurde Waschgold auf britischem Gebiet, 1873 eine Goldquarzader in der Nähe von Sitka aufgefunden, 1880 kamen Entdeckungen am Silver Bow Basin und 1881 solche auf Douglas Island hinzu, auf letzteren wurde 1881 die Alaska-Treadwell-Mine eröffnet. Vom Yukon wird Gold erst 1869 erwähnt und erst 1886 war das erste Goldfieber. Nach der vom Verf. gegebenen Übersicht der Ausbeute ist die im Jahre 1882 zum ersten Male erhebliche Goldproduction von 150 000 auf ca. 2 Mill. Dollars im Jahre 1896 gestiegen.

**Vulcane.** Dass längs der Küste nördlich vom Golden Gate Vulcane bis in die jüngste Vorzeit thätig gewesen sind, ist zweifellos, indessen sind Eruptionen in historischer Zeit vom Mt. Calder und Mt. Edgecomb nicht sicher bekannt, der Mt. Elias ist nicht vulcanischen Ursprungs. Die Reihe der sicher thätigen Vulcane, von denen eine Tabelle der bekannt gewordenen Ausbrüche gegeben wird (genauere Mittheilungen über die Entstehung der Inseln Bogoslof und Neu-Bogoslof im Jahre 1796 und 1883, ferner über den Vulcan St. Augustin), beginnt vielmehr erst in der Nähe des Mt. Wrangell und setzt sich von da über Alaska und die Aleuten bis

über die Insel Amchitka hinaus, 1700 miles weit, fort. Ob ein Zusammenhang mit den Vulcanen von Kamschatka besteht, ist zweifelhaft; das Eruptionsmaterial ist vorwiegend andesitisch. Die auch hier öfter hervortretende Regelmässigkeit der Vulcanprofile veranlasst Verf., nach der steilsten stetig gekrümmten Form zu suchen, welche von Aschenmassen unter der Bedingung aufgebaut werden kann, dass jede Aschenlage alsbald erhärtet und der Druck sich gleichmässig vertheilt. Die Profillinie des Abhanges kann dann keine gerade sein, da der Horizontalschnitt nur mit dem Quadrat des Abstandes vom Gipfel, das Gewicht aber stärker wächst; es ergiebt sich vielmehr eine logarithmische Curve, deren Dimensionen recht gut mit den regelmässigen Profilen, z. B. mancher Vulcane Japans, übereinstimmt, wenn man für das Material ähnliche Festigkeitsverhältnisse wie bei einem aus Geröllen aufgeführten cyklopischen Mauerwerk annimmt.

Im petrographischen Theil macht Verf. bei Besprechung der MICHEL-LÉVY'schen Methode der Plagioklas-Bestimmung den Vorschlag, für die weniger oft gleichzeitig nach (010) und  $\bar{c} = [001]$  verzwillingten Mikrolithe der Grundmasse, hauptsächlich ihre Querschnitte zu benutzen. Diese Mikrolithe sind meist nach  $\bar{a} = [100]$  gestreckt, ihre Querschnitte meist annähernd quadratisch; da die MICHEL-LÉVY'schen Auslöschungscurven für Schnitte von dieser und benachbarten Lagen einen flachen Sattel zeigen, zieht eine Abweichung um  $10^\circ$  aus der Zone  $\perp (010)$  bei ihnen nur geringe Veränderungen der Auslöschungsschiefen nach sich, ausserdem sind letztere hier für die verschiedenen Feldspathe sehr verschieden und die Abweichung der Neigung (001) : (010) von  $90^\circ$  lässt in günstigen Schnitten auch eine Bestimmung des Sinnes der Auslöschung zu. Unter Anwendung dieser Methode wurde festgestellt, dass unter den Feldspath-Mikrolithen der dortigen Andesite ähnliche, und sogar noch grössere Schwankungen der Zusammensetzung und ebenso stark zonarer Bau vorkommen wie bei den Einsprenglingen. Auch bei ihnen ist der Kern fast stets basischer als der Rand, woraus Verf., wie dem Ref. scheint, nicht mit Recht, schliesst, dass die Mutterlauge eines erstarrenden Magmas selbst auf sehr geringe Entfernung hin nichts weniger als homogen und eine Ausgleichung chemischer Unterschiede durch Diffusion selbst auf so geringe Entfernung hin ausgeschlossen sei.

Die jüngeren Eruptivgesteine sind Hornblende-, Hypersthen- und Augitandesite, z. Th. mit wenig Quarz; eigentlicher Dacit, und zwar von propylithischem Habitus, wurde nur einmal, Feldspathbasalt nur an zwei Stellen aufgefunden.

Ausser den vulcanischen Gesteinen sind in Alaska Granite weit verbreitet, aber in dem geschilderten Gebiete sind Diorite und Syenite von grösserer Bedeutung. Von letzteren wird derjenige der Treadwell-Mine als Natronsyenit bezeichnet, indessen ist es dem Ref. zweifelhaft geblieben, ob überhaupt ein pyrogenes Gestein vorliegt. In der Nähe von Sitka und auch sonst in Alaska findet sich ausserdem ein „pyroklastischer Diorit“, eine klastische Masse mit Krystallbruchstücken, namentlich von Quarz,

Orthoklas, Plagioklas, Augit, Hornblende, ausserdem mit Biotit und Bruchstücken von Schiefer, welche letztere aber vielleicht nur stärker geschieferte Theile der Hauptmasse sind. Auch Gabbro und Diabas sind beobachtet. Von den schieferigen Gesteinen scheinen Hornblende- und Dioritschiefer aus Pyroxenit bzw. Diabas hervorgegangen zu sein.

Bei Besprechung der Vergletscherungsspuren wird darauf hingewiesen, dass Gesteine nahe der Gletscherstirn wegen des häufigen Schwankens der Temperatur um 0° besonders stark desintegriert sein müssen, was an einem Gabbro bestätigt gefunden wurde. Ähnliches muss für den ganzen Gletscher- und Firnfeldrand gelten, und es mag auf dieser starken Desintegration der U-förmige Querschnitt mancher Gletscherbetten und die Circusform der Firnmulden z. Th. beruhen. Auch der Schaum der Meereswogen scheint ähnliche Wirkungen durch sein Gefrieren hervorzubringen. An der Küste von Alaska findet man vielfach etwas oberhalb der Hochwassermarken eine bis 2' tiefe Einkerbung der Felsen, in welcher diese besonders stark zerklüftet sind, ohne aber Scheuerwirkungen der Wellen zu zeigen.

Die Beschreibung der einzelnen Gruben und die Zusammenstellung der in ihnen beobachteten Gangminerale sind bis auf das Vorkommen von Magnetkies in grösseren Massen ohne weiteres Interesse:

O. Mügge.

---

**A. Saytzeff:** Zur Frage über die ursprünglichen Lagerstätten des Goldes im goroblagodatskischen Kreise. (Uralische Berg-Rundschau. 1898. No. 20—22. 13 S. 2 Taf. Russisch.)

Der Autor beschreibt seine Beobachtungen in den Goldrayonen der Systeme der Flüsse Grosse Imjannaja, Tura und Laja. Diese Beobachtungen beziehen sich sowohl auf die Seifen als auch auf die goldhaltigen Quarzgänge; die letzteren sind daselbst eingelagert in Syenitgneissen, quarzfreien Porphyren, Dioriten und zum Theil in zersetzten, nicht näher bestimmbareren Gesteinen. Der Autor ist der Meinung, dass „einige Seifen dem Anscheine nach direct auf den ursprünglichen Goldlagerstätten belegen sind, indem sie die oberen zertrümmerten Theile der letzteren darstellen“.

A. Saytzeff.

---

**A. Saytzeff:** Der seiner Grösse nach erste Goldklumpen in Sibirien. (Zeitschrift für Goldwäscherei. Tomsk. 1898. 2 S. Russisch.)

Diese Notiz enthält kurze Nachrichten über die Fundstätte und eine Beschreibung des Goldklumpens im Gewichte von 1 Pud 34 Pfund 6 Sol. aus der SPASSO-PREOBRASCHENSKY'schen Wäscherei am Flusse Tschibischek, im Flusssystem Kisyr, im Kreise Minussinsk, gefunden im Januar 1898. Der Grösse nach nimmt dieser Goldklumpen die zweite Stelle in der Reihe der in Russland gefundenen Klumpen ein und die erste Stelle der in Sibirien gefundenen.

A. Saytzeff.

**A. W. Stelzner:** Die Silber-Zinnerzlagerstätten Bolivias. Ein Beitrag zur Naturgeschichte des Zinnerzes. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 49. 51—142. Taf. III. 1897.)

Die von A. BERGEAT herausgegebene, leider unvollendete Abhandlung ist eine jener Arbeiten, deren Manuscripte sich im Nachlasse des Verf. vorfanden und z. Th. bereits veröffentlicht sind. Bei dem Umstande, dass die Arbeit nicht abgeschlossen ist, sowie der Fülle wichtiger, vielfach neuer Thatsachen und Beobachtungen, die sich in ihr zusammengestellt finden, beschränkt sich Ref. im Wesentlichen auf eine gedrängte Inhaltsübersicht.

Die Absicht des Verf. war, die Aufmerksamkeit auf diejenige Art des Zinnvorkommens zu lenken, die von den typischen Zinnerzgängen abweicht, und schärfer, als bislang geschehen, nachzuweisen, „dass sich zwar das meiste, aber keineswegs alles Zinn, auf der ganzen Erde‘ unter gleichförmigen geologischen und mineralogischen Verhältnissen findet.“ Es handelt sich um Gänge, die in gleichmässiger Weise durch Zinnerz und durch Silber- und Bleierze und durch den gänzlichen Mangel an bor- und fluorhaltigen Silicaten [vergl. jedoch unten die Einschränkung bezüglich der Gänge von Tasna und Chorolque. Ref.] charakterisirt sind, in erster Linie bolivianische, in zweiter Linie einige erzgebirgische Gänge, welche letztere Verf. anhangsweise zu besprechen gedachte.

Vorausgeschickt ist der Abhandlung ein kurzer Abschnitt: „Geschichtliches über den bolivianischen Zinnerzbergbau“ (S. 57—59), auf den S. 59—71 eine „orographische und geologische Skizze der Hochebene von Bolivia“ folgt, zu der die Originalkarte von Bolivia auf Taf. III gehört. In diesem Abschnitte verwerthet Verf. — wie auch in den folgenden — die gesammte ältere und neuere Literatur und eine Anzahl ihm direct gewordener Originalmittheilungen, sowie die Resultate von Untersuchungen, die er selbst an bolivianischen Gesteinen anstellen konnte, und die u. A. eine Bestätigung dafür liefern, dass die „Porphyre“ der älteren Autoren Dacite sind.

Die S. 71—73 enthalten einen allgemeinen Überblick über die Erzlagerstätten Bolivias, S. 73—78 Allgemeines über die Verbreitung der Silber-Zinn-Wismuthgänge in Bolivia und in den Nachbarländern, aus dem hervorgehoben werden möge, dass die Angaben über Zinnerzvorkommnisse in Ecuador, Peru und Chile auf Irrthum beruhen und die bolivianische Silber-Zinnerzformation höchstens, obwohl die betreffenden Nachrichten vor der Hand unglauwürdig erscheinen, in die südlich angrenzenden argentinischen Provinzen sich erstrecken könnte. Der nächste Abschnitt: „Einzelheiten über die Silber-Zinn-Wismuthgänge der bolivianischen Hochfläche“, enthält auf den S. 78—107 eine von N. nach S. fortschreitende Aufzählung und, soweit möglich, eine kurze, vielfach auf Originalmittheilungen an den Verf. begründete Beschreibung derjenigen Gruben bezw. Grubenbezirke, die auf Gängen bauten oder bauen, auf denen auch mehr oder weniger Zinn- und Wismutherze einbrechen. S. 82—87 werden die Gänge von Oruro, S. 91—99 diejenigen des Cerro de Potosi, S. 100—102 diejenigen von Pulacayo näher besprochen. Eine Zusammenfassung

der Resultate dieser Besprechung, soweit sie das Zinnerzvorkommen betreffen, findet sich S. 107—116; eine Tabelle der Erz- und Gangarten, die das bolivianische Zinnerz begleiten, ist auf S. 111 eingeschaltet. Das Ergebniss dieses Rückblicks fasst Verf. auf S. 115 dahin zusammen, „dass sich auf Gängen des bolivianischen Hochplateaus als gleich alte und allem Anscheine nach gleichartig entstandene Elemente Zinnerz, Zinnkies und Wolfram mit Sulfiden und Sulfosalzen des Silbers, Kupfers, Bleies, Zinks, Wismuths, Antimons und in Begleitung von Quarz, Baryt und Carbonspäthen vereinigt zeigen.“

Der eigenartige Charakter der Ausfüllungsmasse jener Gänge wird noch wesentlich erhöht durch das Fehlen einer Reihe von Gangarten, die auf den ausserbolivianischen Zinnerzgängen die fast niemals fehlenden Begleiter der Zinnerze sind, so Turmalin, Topas, Flussspath, Fluorapatit. Es muss indess bemerkt werden, dass dem Verf. noch bekannt geworden ist (Nachtrag S. 137—138), dass auf Gruben von Tasna und Chorolque Apatit und Turmalin vorkommen.

VON GRODDECK hatte die Gänge von Oruro und Potosi seinem „Typus Schemnitz“ zugerechnet, auf das Vorkommen von Zinnerzen demnach keinen besonderen Werth gelegt; Verf. schlägt vor: die bolivianischen Gänge, denen, wie oben bemerkt, nur noch einige Gänge des sächsischen Erzgebirges mehr oder minder ähnlich sind, als besonderen „Typus Potosi“ zusammenzufassen. Eine besondere Eigenthümlichkeit der bolivianischen Gänge dieses Typus besteht noch darin, dass man bei ihnen geradezu von einem „zinnernen Hut“ reden kann, insofern als die Region ihrer Austriche durch ganz besonderen Zinnreichthum oder durch das ausschliessliche Vorkommen von Zinnstein ausgezeichnet ist, was S. 119 ff. näher ausgeführt wird.

S. 123—125 werden die Ergebnisse von allgemeinerer Bedeutung noch einmal kurz wie folgt zusammengefasst:

1. Auf dem bolivianischen Hochplateau sind längs dessen östlicher Kante zwischen dem 15. und 21.<sup>o</sup> südl. Br. zahlreiche Gänge bekannt, an deren Ausfüllung sich nicht nur Sulfide und Sulfosalze von Eisen, Blei, Zink, Kupfer, Silber [im Original Zinn, Ref.], Nickel, Kobalt, Wismuth und Antimon, sondern auch Zinnerz, und als Gangarten Quarz, Carbonspäthe und Baryt in örtlich verschiedenen Mengenverhältnissen theiligen.

2. Derartige Gänge, welche man zu einem besonderen „Typus Potosi“ zusammenfassen kann und vom technischen Gesichtspunkte aus bald als Silber-, bald als Zinn- oder Wismuthlagerstätten zu bezeichnen hat, sind bis jetzt in anderen Gegenden Südamerikas nicht angetroffen worden.

3. Die Gänge vom Typus Potosi stehen auch dann, wenn sie zinnhaltig sind, mit den Graniten der östlichen Cordillere in keinerlei nachweisbarem Zusammenhang; ein Satz, der S. 124—125 noch näher begründet wird.

Hier bricht das Manuscript ab; ein Punkt 4 sollte auf das Gebundensein der Gänge an Dacite und Quarztrachyte hinweisen.

Die S. 125—142 enthalten als „Nachträge“ theils zahlreiche im Manuscript nicht mehr verwerthete ergänzende Aufzeichnungen des Verf., theils Auszüge aus Briefen, die erst nach dem Tode des Verf. eingingen.

Beushausen.

The Origin and Chemical Composition of Petroleum. (Proceed. of the Amer. Phil. Soc. 36. 92—140. 1897.)

Die folgenden Vorträge waren Gegenstand der Verhandlung der Gesellschaft in ihrer Sitzung vom 5. Februar 1897.

**S. P. Sadtler:** The Genesis and Chemical Relations of Petroleum and Natural Gas.

Verf. bespricht die Theorien der Entstehung der Petroleumlagerstätten. Als Argument für die Annahme, dass Petroleum sich sowohl aus Resten von Pflanzen als von Thieren gebildet hat, führt er eigene Versuche an, in denen er durch Destillation von Leinöl unter Druck eine Flüssigkeit erhielt, die durch geringe Verseifungszahl, das specifische Gewicht 0,860, die charakteristische Fluorescenz und das Verhalten gegen Schwefelsäure sich als petroleumähnlich erwies. Ausserdem enthält die Flüssigkeit Aldehyde und andere Beimengungen unbekannter Art.

**S. F. Peckham:** On the Nature and Origin of Petroleum.

Die persönliche Untersuchung einer grossen Zahl amerikanischer Lagerstätten von Petroleum, Maltha und Asphalt hat den Verf. in seiner Ansicht bestärkt, dass sich diese Stoffe nicht dort finden, wo sie entstanden sind, sondern dass sie durch Destillation an ihre jetzigen Fundorte gelangt sind. Bei der Destillation spielt der Wasserdampf eine wichtige Rolle. Es findet dabei ein continuirlicher Übergang von Methan zu Petroleum, Maltha und Asphalt statt. Wo sich Petroleum in Lagern von Muschelschalen, in Holz, in Korallenriffen findet, ist der Kohlenstoffgehalt des Lagers immer grösser, als dem Gewicht der Weichtheile der Thiere und Pflanzen entspricht. Die Kohlenwasserstoffe sammeln sich in Lagern von Muschelschalen dadurch an, dass diese sich mit Sand füllen, und dass die so entstandene poröse Masse das Petroleum mechanisch aus dem Wasser oder aus dem Dampf aufnimmt und zurückhält.

**D. T. Day:** A Suggestion as to the Origin of Pennsylvania Petroleum.

Nach einer von Mac GONIGLE geäusserten Vermuthung ist der Ursprung des amerikanischen Petroleums in den Trenton- und Clinton-Kalken und in den anderen Kalken und Schiefen des Silurs zu suchen. Wo sich Petroleum in anderen Horizonten findet, ist es durch einen Destillationsprocess hineingelangt. Die hierfür erforderliche Wärme entwickelte sich, als sich am Ende des Carbons die Appalachenkette erhob. Wo sich das Petroleum nicht mehr in den ursprünglichen silurischen Lagerstätten findet, ist es reiner und namentlich ärmer an Schwefel. Das erklärt Mac GONIGLE

durch die öfter wiederholte Destillation der Kohlenwasserstoffe, während Verf. glaubt, dass in einzelnen Fällen auch durch blosse Filtration aus der einen Schicht in die andere eine Reinigung des Petroleums erfolgt sein kann.

**Fr. C. Phillips:** On the Genesis of Natural Gas and Petroleum.

Eine Anzahl von Untersuchungen des natürlichen Gases verschiedener Orte von West-Pennsylvanien ergab die Abwesenheit von Wasserstoff, Acetylen und Kohlenoxyd. Es ist demnach jede Hypothese zu verwerfen, bei der angenommen werden muss, dass neben dem Methan Wasserstoff ursprünglich gebildet worden ist. Das gilt namentlich für die Hypothese von MENDELEJEFF, nach der das Gas durch Zersetzung von Eisencarbiden entsteht. Andererseits spricht die Abwesenheit von Wasserstoff, Acetylen und Kohlenoxyd dagegen, dass das natürliche Gas bei Temperaturen oberhalb 500° entstanden ist, da bei höheren Temperaturen das Methan sich unter Bildung von Wasserstoff, Kohle und Acetylen zersetzt. Petroleum aber enthält nach den Untersuchungen von MABERY eine Reihe von Kohlenwasserstoffen, welche gerade bei Zersetzungen bei hohen Temperaturen entstehen. Es muss demnach die Bildung von Naturgas und von Petroleum bei zwei verschiedenen Processen erfolgt sein.

**Fr. C. Phillips:** On the Occurrence of Petroleum in the Cavities of Fossils.

Das Vorkommen von Petroleum in Muschelschalen und in den Zellen von Korallen kann nicht als Argument für die Entstehung des Petroleums aus den Körpern der Thiere angesehen werden. Es haben diese Vorkommen keine grössere geologische Bedeutung als die Petroleumfunde in Geoden, in Spalten von Eruptivgesteinen, in Hohlräumen von Quarzkristallen oder in Blenden. Es geht aus solchen Funden nur die weite Verbreitung des Petroleums in der Erdrinde hervor. Ein Vorkommen von Petroleum in einem Korallenriff des Staates New York ist besonders beweisend. Das Riff nimmt noch seine ursprüngliche Lage ein. Es kann in einem solchen Riff gleichzeitig nur eine begrenzte Zahl von Individuen leben. Die abgestorbenen Reste können nicht zur Petroleumbildung beigetragen haben, da sie von keiner schützenden Decke umhüllt waren und deshalb nur die gewöhnliche Zersetzung thierischer Reste erlitten haben können. Zudem ist in Form von Petroleum in den Zellen weit mehr Kohlenstoff abgelagert, als die Organismen enthielten, welche die Zellen ursprünglich bewohnten.

**Ch. F. Mabery:** On the Composition of American Petroleum.

Verf. berichtet über seine umfangreichen chemischen Untersuchungen über die im Petroleum enthaltenen Verbindungen. **Bodländer.**

## Synthese der Gesteine. Experimentelle Geologie.

**A. E. Törnebohm:** Über die Petrographie des Portland-Cements. 8°. 34 p. 2 Taf. 3 Fig. Stockholm 1897.

Der Hauptzweck dieser Mittheilung ist, zu zeigen, dass die Fragen nach der Constitution der Cementklinker und der Ursache des Erhärtens des Cements nur mit Hilfe petrographischer Untersuchungsmethoden gelöst werden können.

Die Mehrzahl der untersuchten Portland-Cementklinker stammte aus Lomma und Limhamn in Schonen. Normaler Cementklinker ist ein mehr oder minder poröses Gestein. An seiner Zusammensetzung betheiligen sich vier krystallinische Körper, die vom Verf. Alit, Belit, Felit und Celit genannt werden, und ein Glas. Ausser der mikroskopischen Charakteristik dieser Bestandtheile erläutert Verf. auch die Ergebnisse der chemischen Analysen, die Fr. E. ANDERSSON an Material, das mit Hilfe von Methylenjodid isolirt war, ausgeführt hat.

Der bei weitem wichtigste Gemengtheil, der Alit, ist farblos, körnig oder tafelförmig ausgebildet und schwach doppelbrechend. Wahrscheinlich krystallisirt er rhombisch mit hexagonalem Habitus. Er wird als eine Verbindung eines Silicats mit einem Aluminat aufgefasst:  $x(3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2) + 9\text{CaO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Der immer nur in untergeordneter Menge vorhandene Belit hat eine gelbliche, meist etwas trübe Farbe und recht starke Doppelbrechung. Er ist optisch zweiachsig und stets körnig ausgebildet. Seine Zusammensetzung dürfte angenähert der Formel  $x(2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2) + 3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$  entsprechen.

Der Felit ist farblos, körnig, oft in einer Richtung gestreift. Er besitzt starke Doppelbrechung und gehört wahrscheinlich dem rhombischen System an. Seine Zusammensetzung ist unbekannt. Er ist nur in solchen Klinkern vorhanden, die arm an Belit sind.

Der Celit unterscheidet sich von allen übrigen Bestandtheilen durch seine dunkle braune oder gelblichbraune Farbe und seinen kräftigen Pleochroismus. Auch er krystallisirt wahrscheinlich rhombisch. Meist bildet er Ausfüllungen; zuweilen ist er jedoch mehr idiomorph und dann stengelig ausgebildet. Er scheint die Zusammensetzung  $3\text{CaO} \cdot (\text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$  zu haben. Obwohl er beim Erhärten des Cements keine Rolle spielt, hat er insofern Bedeutung für die Güte des Cements, als er beim Brennen der Klinker wie ein Flussmittel wirkt.

Das in geringen Mengen als Ausfüllung auftretende Glas ist farblos und noch etwas stärker brechend als der Alit.

Während die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung im Wesentlichen mit den Angaben von H. LE CHATELIER (Ann. des mines. Mai—Juni 1887. 73) übereinstimmen, haben die chemischen Analysen Resultate ergeben, die mit seinen Deutungen unvereinbar sind.

Die Bildung aller Bestandtheile ist wahrscheinlich ziemlich gleichzeitig erfolgt; ihr Abschluss scheint im Allgemeinen in der Reihenfolge: Belit, Felit, Alit, Celit, Glas stattgefunden zu haben.

Reines Wasser greift den Alit ziemlich rasch, die übrigen Bestandtheile aber nur sehr langsam an. Schon ein geringer Gehalt an Kohlensäure erhöht den zersetzenden Einfluss des Wassers ganz bedeutend. Der Alit wird dann sehr leicht zerlegt; in dem gelatinösen Rückstand scheiden sich kleine Kalkspathrhomböeder aus. Etwas weniger leicht werden Felit und Belit angegriffen; auf Celit und Glas ist die Wirkung nur schwach.

Der erhärtete Cement ist ein Gemisch von noch nicht zersetzten Klinkertheilen mit den Zersetzungsproducten des Alits, des einzigen Bestandtheils, der vom Wasser hinreichend leicht angegriffen wird, um beim Erhärten des Cements wirksam sein zu können. Schon LE CHATELIER vertrat die Ansicht, dass beim Erhärten des Cements der Alit der einzige wirksame Bestandtheil sei. Die mikroskopischen Beobachtungen des Verf. lehren aber, dass selbst der Alit vom Wasser nur oberflächlich angegriffen wird, weil der dabei gebildete gelatinöse Stoff die weitere Zersetzung verhindert. Alitkörnchen von mehr als 0,02 mm Durchmesser dürften in der Regel nicht vollständig zersetzt werden. Daher ist es so wichtig, den Cement möglichst fein zu pulvern. Durch Zersetzung des Alits entsteht eine anscheinend amorphe Masse, die erst nach längerer Zeit theilweise krystallinisch wird, und eine farblose, sofort schuppig krystallisirende Substanz, die alle Hohlräume des Cements ausfüllt. Jene amorphe Masse scheint zu bestehen aus einem Kalkhydrosilicat, dem Aluminiumhydroxyd beigemischt ist. Die farblosen Schuppen sind Kalkhydrat.

Das Abbinden des Cements beruht auf dem Klebvermögen der durch Aufnahme von Wasser quellenden amorphen Masse. Dagegen besteht das Nachhärten wesentlich in der allmählichen Entwicklung der Krystalle des Kalkhydrats.

Th. Liebisch.

## Geologische Karten.

**C. Regelmann:** Bericht über die tektonische Karte Südwestdeutschlands. (Bericht über d. Vers. d. oberrh. geolog. Ver. 31. Versammlung. Tuttlingen 1898. 16—21; vergl. dies. Jahrb. 1898. II. - 268 -.)

Nach langen, mühevollen Vorarbeiten liegt nunmehr die tektonische Karte Südwestdeutschlands in vier Blättern fertig vor. Als topographische Unterlage dient die VOGEL'sche Karte des Deutschen Reiches in 1:500 000, auf welche die tektonischen Linien in Roth eingetragen sind. In strittigen Gebieten, wie z. B. im Spessart, blieben die Eintragungen vorläufig noch weg, Correcturen und Neueintragungen sind bei einer Neuauflage der Blätter mit Leichtigkeit anzubringen.

Blatt I, Strassburg i. E., giebt ein sehr übersichtliches Bild des Rheinthalgrabens und seiner Nebenspalten. Der Gegensatz zwischen dem „alpinen System“ südlich und dem „rheinischen System“ nördlich von Basel tritt deutlich hervor, ebenso wie der den Vogesen und dem Schwarzwalde

gemeinsame Sattel Luxeuil-Altweier-Kestenholz auf der linken, Kappelrodeck-Hornisgrinde-Liebenzell auf der rechten Rheinthalseite.

Auf Blatt II, Stuttgart, fesseln besonders die bekannten Filderspaltenspalten und ein System von alpinen Parallelspalten, das am Fusse der Alb hinzieht.

Auf Blatt III, Metz, kommt der Bau der lothringisch-pfälzischen Triasmulde klar zum Ausdruck, ebenso wie die Trier'sche Mulde und die zahlreichen Verwerfungen Lothringens und Rheinhessens.

Auf Blatt IV, Frankfurt a. M., beobachtet man den weiteren Verlauf der Rheinthalspalte von Bruchsal bis Frankfurt, das Spaltensystem des Odenwaldes, die mittelfränkischen Bruchlinien und die wichtigen Brüche, die dem Thüringer Walde parallel laufen.

Man kann dem Oberrheinischen geologischen Verein und dem Redacteur der Karte, Herrn REGELMANN in Stuttgart, zur Vollendung des schönen Kartenwerkes nur gratuliren.

E. Philipp.

Danmarks geologiske Undersøgelse. 1. Række. Kopenhagen 1897. Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark. (1 : 100 000.) 8°.

2. N. V. Ussing und V. Madsen: Kortbladet Hindsholm. 87 S. 1 Karte. 4 Tafeln.

Das Blatt enthält den südlichen Theil der Insel Samsö, die fünensche Halbinsel Hindsholm mit der kleinen Insel Romsö und einen Theil Fünens westlich vom Odense-Fjord. Präquartäre Bildungen sind erschlossen durch Bohrungen bei Kertemünde (Fünen): in 27,3 m Tiefe ein 70 m mächtiger grauer Mergel, wahrscheinlich Untertertiär; zu Bratingsborg (Samsö) dunkle tertiäre Thone. Glacialablagerungen sind: 1. Moränenmergel: hat die grösste Verbreitung; 16 Proben sind mechanisch analysirt und auf Gehalt an kohlensauren Kalk und Phosphorsäure untersucht. Gewöhnlich zeigt sie die eine secundäre Schieferung, seltener undeutliche Schichtung durch geschiebene Bänder (vergl. Taf. 3); 2. Moränensand und -grus: locale Vorkommen als oberste Partien des Moränenmergels; 3. erratische Blöcke: einzelne auf skandinavische Heimat zurückzuführen; über ihre procentuale Vertheilung im Moränenmergel vergleiche Tabelle S. 23; daraus ergeben sich für verschiedene Localitäten recht auffällige Differenzen. Die geschichteten unteren pleistocänen Ablagerungen unter den Moränenbildungen sind meist Sande, seltener Kies oder Thon, und haben einen grossen Antheil an den pleistocänen Ablagerungen, zu Tage tretend zeigen sie meistens Lagerungsstörungen; meist sind ihre Erhebungen langgestreckt und gleich gerichtet ähnlich den Durchtragungszügen auf Samsö und z. Th. Hindsholm, während die Hügel von Klintbjorg und Hjadstrup den Eskern gleichen. In dem thonigsandigen Kern eines Hügels bei Hersnab finden sich Süsswassermollusken. Die oberen geschichteten Bildungen sind Sande, welche auf Samsö und im sö. Theil des Blattes weite Oberflächenverbreitung zeigen. Es ist flach gelagerter, gelber, kalkfreier Sand von ungestörter Schichtung, auf Moränenmergel lagernd.

Recente oder postglaciale Ablagerungen: a) marine: 1. Küstenablagerungen des Kattegat und des Gr. Belt: hauptsächlich Rollkiesel und Kiese längs der Küstenlinie, 1—1,5 m über dem mittleren Meeresniveau, im NO. etwas höher (sö. Samsö 4 m, s. Samsö und Hindsholm 3,5 m, n. Fünen 3 m). 2. Absätze der Fjordküsten: meist sandig, nur in den abgelegenen Theilen des Odense-Fjord lehmig. 3. Absätze alter Buchten: Thon, Lehm und Sand, reich an Muscheln, bis über 6 m mächtig. Die Buchten sind theils natürlich eingetrocknet, theils eingedrückt (vergl. Taf. 2). Im Ganzen ca. 20 qkm Areal. Die marinen Reste sind S. 56 aufgezählt. b) Süßwasserabsätze: Fast in allen Niederungen findet sich Sand, Thon, Lehm, Torf, Seekreide, aber ohne bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit. Der bedeutendste Süßwasserthon ist bei Mesinge, mit *Salix reticulata*. Absätze mit Eichenresten liegen in grosser Ausdehnung unter recenten marinen Bildungen. c) Flugsand findet sich nur in einer kleinen Zone an der Südküste von Samsö und im Norden von Hindsholm. Schliesslich sind die postglacialen Oscillationen des Bodens erörtert; die Resultate stimmen mit denen FORCHHAMMER's überein. **Geinitz.**

## Geologie der Alpen.

**Bertrand et Solliez:** Les chaînes septentrionales des Alpes bernoises. (Bull. de la Soc. géol. de France. 25. 1895. 568.)

Der Contact zwischen den Kalkhochalpen des Berner Oberlandes und den Schieferketten, die sich ihnen im Norden vorlagern, bietet ein äusserst interessantes Problem, dessen Lösung bisher noch aussteht. Der Contrast zwischen den schroffen, himmelanstrebenden Wänden von Malmkalk und den relativ niedrigen, oft mit Vegetation bedeckten Bergen, die die weichen Lias- und Doggerschiefer zusammensetzen, ist ein äusserst scharfer. An einzelnen Punkten sieht man die älteren Schiefer unter die jüngeren Malmkalke einfallen, also scheinbar eine normale Überlagerung. Aber nur scheinbar, denn zwischen Schiefer und Kalk schiebt sich constant ein verrätherisches Band von Eocän. In den meisten Fällen überlagern jedoch die älteren Schiefer den jüngeren Malmkalk, werden aber von ihm durch das bereits erwähnte zusammenhängende Eocänband getrennt.

Das Eocänband kann man als eine Synklinale auffassen, die sich nach Süden öffnet; ihm stehen gegenüber die bekannten Kalkkeile, Synklinale, die nach Norden offen sind. Also auch in den Berner Alpen hat man eine Doppelfalte wie im Glarus. Es ist dies nicht nur eine Analogie, sondern Homologie, da sich das Eocänband nach Osten direct über Surenen und Klönthal mit dem Eocän der Glarner Doppelfalte verbindet.

Vor 15 Jahren stellte einer der Autoren die Behauptung auf, die Glarner Nordfalte sei keine selbständige Falte, sondern nichts weiter als ein losgelöstes Stück der Südfalte. Seitdem haben SCHARDT und LUGEON den Nachweis zu führen versucht, dass die sogen. Voralpen westlich vom

Thuner See und die Chablais-Zone Theile einer riesigen Überschiebung seien, die von Süden her über das Alttertiär eine mächtige Decke mesozoischer Sedimente breitete. Ob die Aussenzone des Berner Oberlandes mit der Chablais--Stockhornzone in einem näheren, genetischen Zusammenhange steht, möchten die Verf. vorläufig noch als unentschieden ansehen. Hingegen liegt dasselbe geotektonische Problem der Glarner Doppelfalte, wie der ersten und zweiten nördlichen Zone des Berner Oberlandes zu Grunde. „Wenn es eine Doppelfalte in den Glarner Alpen giebt,“ das sind die Worte der Verf., „so muss sich die Nordfalte oder wenigstens die Auflagerung (chevauchement) gegen Norden mit grösserer oder geringerer Amplitude in das Oberland hinein fortsetzen; giebt es nur eine einzige Falte im Glarus, so sind alle Schieferketten des Oberlandes wurzellose Berge und kamen [durch Überschiebung. Ref.] von Süden.“

Verf. kamen nun hinsichtlich der Schieferketten im Berner Oberland zu folgendem Resultat: „Die Schieferketten des Oberlandes haben keine Wurzeln, das ist der erste Satz, den wir nach dem Studium des Kienthals aufstellen zu können glauben; und die Verfrachtung (carriage) nach Norden wird ebenfalls sehr wahrscheinlich, ja, wir glauben, dass das Studium des Genthales die letzten Zweifel in dieser Hinsicht heben kann.“

Diesen Thesen liegen folgende Beobachtungen zu Grunde. Das Eocän bildet ein zusammenhängendes Band zwischen der Kander und Aar, während man früher hier nur unzusammenhängende Fetzen erkannt hatte.

Dies hat seinen Grund darin, dass man bisher einen Theil der Eocän-gesteine zum Malm gestellt hatte, so z. B. viele Eocänkalke, sehr merkwürdige phyllitische Kalke und eine weitverbreitete Breccie mit Quarzlitzen. An der Grenze von Malm und Eocän finden sich die Marmore, die von BALTZER beschrieben und auf der Karte mit einer besonderen Farbe ausgezeichnet wurden; ihre stratigraphische Stellung ist nicht ganz sicher. In den Querthälern, in denen man das Eocänband weit in das Innere des Massives hineinverfolgen kann, scheint sich seine Mächtigkeit stark zu verändern und es ist möglich, obgleich noch nicht ganz sichergestellt, dass es im Grunde des Lauterbrunnen- und Kienthales auskeilt; dies wäre die einzige wirkliche Unterbrechung dieser Zone zwischen Aar und Kander. Östlich von der Aar lässt sich der Eocänstreifen, durch eine locale Störung im Genthale unterbrochen, bis in die Glarner Alpen hinein verfolgen.

Zu bemerken ist, dass dort, wo die Erosion noch nicht tiefer in das Innere des Massivs eingedrungen ist, die Böschung der Kalkwände mit ihrem Einfallswinkel zusammenfällt, während weiter im Inneren des Massives die Falten der Malmkalke horizontal liegen. Durch eine Art von Flexur biegen sich diese Falten am Nordrande abwärts und tauchen schliesslich unter die Schieferketten am Fusse der Kalkzone.

Bei der Schieferzone, die den hohen Kalkbergen im Norden vorlagert ist, sind zwei Thatsachen als besonders wichtig hervorzuheben. Erstens sind die Falten der Schieferberge sämmtlich nach Norden übergelegt und zweitens liegt die Schieferzone sowohl an ihrer nördlichen wie an der südlichen Grenze constant auf Eocän. Man muss sich nun fragen,

ob die Überlagerung von Eocän durch jurassische Schiefer im Norden und Süden der etwa ostwestlich streichenden Zone das Resultat einer fächerförmigen Schichtenstellung ist, oder ob die beiden Eocänbänder in der Tiefe sich vereinigen, die Schieferzone also in ihrer Gesamtheit dem Eocän aufliegt. Gegen die Annahme einer Fächerfalte spricht das regelmässige Überliegen der Schieferfalten gegen Norden; bewiesen wird jedoch die Annahme, dass die Juraschiefer allenthalben wurzellos auf jüngeren Schichten liegen, durch directe Beobachtungen im Kienthal.

Es ist ausserordentlich wahrscheinlich, wenn auch noch nicht mit völliger Sicherheit erwiesen, dass das überschobene Schiefergebirge von Süden kam; weitere Untersuchungen, die besonders im Genthal zwischen Aar und Reuss aussichtsvoll erscheinen, müssen diese Frage zum endgültigen Abschluss bringen.

E. Philippi.

**G. Geyer:** Über neue Funde von Graptolithenschiefen in den Südalpen und deren Bedeutung für den alpinen Culm. (Verh. geol. Reichsanst. 1897. 237.)

In dem südlich der karnischen Hauptkette gelegenen Schiefergebiet, dessen Mittelpunkt Tischlwang (Timan) bildet, hatten die älteren österreichischen Geologen, insbesondere auch STUR, pflanzenführendes Unter-carbon erkannt; Ref. und anfänglich auch der Verf. waren ihnen hierin gefolgt, nachdem der STUR'sche Fund von *Asterocalamites scrobiculatus* SCHLOTH. sp. (= *Calamites transitionis* GÖPP. = *C. radiatus* STUR) mehrfach Bestätigung gefunden hatte. Später haben italienische Geologen in diesem Schiefergebiet bei Tischlwang obersilurische Graptolithen nachgewiesen, Verf. konnte den Fund in unmittelbarer Nähe der Graptolithen bestätigen und sogar die weitere Verbreitung einer röthlichen, sonst für Obersilur bezeichnenden Kalklage auf dem ganzen Südabhang des Hochgebirges (zwischen Collina und Tischlwang) nachweisen. Selbstverständlich ist das unmittelbare Nebeneinandervorkommen von obersilurischen und untercarbonischen Leitfossilien höchst auffallend und wird von dem Verf. dadurch zu deuten gesucht, dass er eine auf den ersten Blick allerdings sehr bemerkenswerthe Eigenthümlichkeit der karnischen *Asterocalamites* hervorhebt: „Die Abdrücke oder Steinkerne gleichen wohl in täuschender Weise den Stamm- oder Asttheilen von Calamarien, doch konnte ich mich an zahllosen, eigens zu diesem Zwecke kürzlich gesammelten oder aufgegebenen Stücken überzeugen, dass an keinem einzigen derselben auch nur die Spur einer Nodallinie zu beobachten ist.“

Verf. nimmt somit an, dass die fraglichen Reste nicht Pflanzen, sondern „Pseudocalamiten“ incertae sedis seien. Ähnliche längsgeriefte Pflanzenabdrücke kommen bekanntlich in verschiedenen Formationen vor und erscheinen für Horizontirungen vorläufig ganz ungeeignet. [Im Gegensatz hierzu konnte Ref. sich an einer Anzahl schlesischer Stücke, GÖPPERT'scher Originale des *Calamites transitionis* aus der Grauwacke in Landeshut in Schlesien überzeugen, dass das allmähliche Verschwinden der Nodallinie

lediglich ein tektonischer Vorgang ist; derselbe tritt bei allen stärker gequetschten Exemplaren der bezeichnenden Untercarbonart ein, wie in dies. Jahrb. 1899. I. - 259 - ausführlicher besprochen wird. Man wird somit den karnischen Asterocalamiten, bei dem die Internodiallinie durchgängig infolge sehr starker tektonischer Quetschung ganz verschwunden ist, nach wie vor als das Leitfossil des Untercarbon ansehen müssen. Tektonisch complicirt sich das Bild der karnischen Hauptkette dann insofern weiter, als neben der Faltenverwerfung zwischen Devonkalk und dem neu festgestellten Obersilur noch eine zweite zwischen diesem und dem Untercarbon verläuft. Das Obersilur stellt aber eine Art antiklinaler unregelmässiger Aufquetschung dar. Bezeichnenderweise sind auch in dem stark gefalteten und dislocirten alten Glatzer Gebirge bei Silberberg die untercarbonische Grauwacke und der Graptolithenschiefer — beide fossilreich — in ganz analoger Weise durch Verfaltung und Dislocation in einer schwer trennbaren Masse zusammengequetscht worden. Ref.] **Frech.**

**F. Virgilio:** La Collina di Torino in rapporto alle Alpi, all' Appennino ed alla pianura del Po. 8°. 159 p. 13 Fig. et una carta. Torino 1895.

—, Argomenti in appoggio della nuova ipotesi sulla origine della collina di Torino. (Atti R. Accad. scienze di Torino. 30.)

—, Sulla origine della collina di Torino. (Boll. Soc. geol. ital. 15. Fasc. 1.)

Nach VIRGILIO'S Meinung ist der turinesische Hügel eine Antiklinale, deren Kern aus Eocän und Oligocän besteht. Der nördliche Abhang besteht aus miocänen und quartären Schichten, der südliche dagegen aus oligocänen, miocänen, pliocänen und quartären. Was das Conglomerat betrifft, will VIRGILIO feststellen: 1. Dass das Conglomerat sich während des Oligocän und des grössten Theils des Miocän geformt habe. 2. Dass im Conglomerat marine Fossilien gänzlich fehlen, während die eingeschalteten mergeligen und sandigen Schichten sehr fossilreich sind. 3. Dass die Elemente, aus welchen das Conglomerat besteht, eigentliche Gerölle sind. 4. Dass die scharfkantigen grossen Steine nichts anders als Reste einer erodirten Conglomeratbank seien. 5. Die grösseren Elemente sind in mergeligen und sandigen Schichten mit grossen Korallenstücken zusammen eingebettet. 6. Dass die Gerölle alpinen und namentlich präalpinen Ursprungs seien; appenninische Gerölle seien sehr selten, ausserordentlich selten Gerölle aus Gesteinen in situ. 7. Dass serpentinische Elemente vorwiegend seien. 8. Dass glaciale Gerölle gänzlich ausfallen. 9. Dass während der Entstehung des Conglomerates die klimatischen Verhältnisse ganz verschieden waren; es herrschte tropisches Klima und die mittlere Temperatur war 11° höher als die heutige.

Nun spricht Verf. seine Meinung über die Entstehung des Conglomerates aus. Die alpinen und appenninischen Gerölle sind im Wasser gegen einander geglitten, sie haben sich dann angetroffen und zusammengehäuft, und aus

dieser wiederholten Anhäufung ist der Hügel neben Turin entstanden. Es folgen dann weitere Besprechungen über Pliocän, Entstehung des Appennin, über den Löss u. s. w.

In seiner zweiten Arbeit kommt VIRGILIO nochmals auf seine höchst eigenthümliche Hypothese zurück und erläutert sie mit schematischen und idealen Profilen. Er führt aber keine neuen Beweise für seine Anschauung an.

Sacco (vergl. das folgende Referat) spricht gegen diese Hypothese VIRGILIO's. Man kann ein solches Gleiten der Gerölle über eine viele Kilometer lange, kaum geneigte Fläche unter dem Padanischen Meere nicht begreifen. Wie kommt es, dass das Conglomerat im Tortonese und im Monferrato gänzlich fehlt? Man kann kaum an eine Anhäufung denken, da der turinesische Hügel so regelmässig gebaut ist. Der Hügel sollte auch viel näher am Appennin stehen als an den Alpen, da die alpinen Gerölle vorwiegender als die appenninen waren, und deshalb kräftiger einwirken sollten. Es ist schwer, ein solches Gleiten der Gerölle anzunehmen, während in der Lombardei die Gerölle still gestanden haben, an die Präalpen gelehnt. Man findet auch Gerölle von Gesteinen aus dem Biellese und Lago Maggiore; diese sollten aber nicht bei Turin gefunden worden sein, denn die Gerölle von Canavese hätten ihnen den Weg gesperrt. VIRGILIO's Hypothese ist deshalb, nach SACCO's Meinung, völlig unbegründet.

VIRGILIO antwortet in seiner letzten Arbeit, führt aber keine weiteren Beweise, erläutert nur einige seiner Anschauungen und bleibt endlich bei seiner Hypothese.

Vinassa de Regny.

---

**Sacco:** Les rapports géo-tectoniques dans les Alpes et les Apennins. (Bull. Soc. Belge de Géol., de Paléontol. et d'Hydrologie. 9.)

Es ist eine alte und bisher noch nicht endgültig gelöste Streitfrage, wo die Grenze zwischen Alpen und Appennin anzunehmen ist. Die Mehrzahl der Geographen und Geologen hat sich für den Col de Cadibona bei Savona entschieden, während andere, unter ihnen NEUMANN, den Appennin weiter im O., am Col dei Giovi bei Genua beginnen lassen. Nach der Anschauung des Verf. ist die Frage nach der Abgrenzung von Alpen und Appenninen von secundärer Bedeutung und erledigt sich von selbst, wenn man die allgemeinen geotektonischen Beziehungen beider Gebirge ins Auge fasst.

Verf. sieht in der Kette der Alpen im Wesentlichen ein System von parallelen oder subparallelen archaischen Falten, die sporadisch von Palaeozoicum und Mesozoicum bedeckt werden; naturgemäss ist diese sedimentäre Überdeckung in den peripherischen Theilen mächtiger und weniger unterbrochen, als in den centralen. Die Appenninen hingegen bauen sich im Wesentlichen aus mesozoischen Ketten auf, die stellenweise von Tertiär überlagert werden. Den Innenrand der Alpen begleitet im O.

eine mächtige Sedimentzone; diese verschwindet jedoch westlich vom Lago maggiore und mit ihr ein beträchtlicher Theil der archaischen Centralmassen. Diese Theile der alpinen Ketten werden jedoch am Rande der piemontesischen Ebene nicht gänzlich abgeschnitten, sondern sie streichen, von Tertiär und Diluvium bedeckt, unter dieser fort und tauchen in den ligurischen Alpen wieder auf. Wahrscheinlich bestanden Theile dieses Gebirgszuges noch in der Miocänzeit in der Gegend von Turin, ebenso wie die Appennin-Ketten damals bis nach Turin reichten, was aus dem Nebeneinandervorkommen von alpinen und Appennin-Geröllen in den Superga-Conglomeraten zu schliessen ist.

Aber auch am Golf von Genua findet die alpine Kette ihr Ende noch nicht; ihr centraler, archaischer Theil findet seine Fortsetzung in dem toscanischen Archipel, der im N. mit der Insel Gorgona beginnt und im S. mit den Inseln Monte Christo und Giglio endet; diese Inselgruppe besteht vorwiegend aus Archaicum und ist wahrscheinlich nichts anderes als der Rest einer grösseren zusammenhängenden Landmasse, der Tyrrhenis. Mit der dem alpinen Systeme angehörigen Tyrrhenis haben jedoch Korsika und Sardinien nichts gemein, die alte hercynische Horste darstellen. Die palaeozoisch-mesozoische Bedeckung der archaischen Tyrrhenis stellt die sogenannte metallführende Kette dar, der Gebirgszug, welcher sich am Rande der tyrrhenischen Küste mit einigen Unterbrechungen von Spezia durch die Apuanischen Alpen, die Berge bei Pisa, Siena etc. bis zum Cap Argentaro verfolgen lässt.

Im S. des Cap Argentaro verschwindet sowohl der archaische Kern wie der palaeo-mesozoische Mantel der alpinen Kette. Beide tauchen erst wieder im südlichen Neapolitanien (Lucanien) auf und ziehen sich von hier durch Calabrien und Sicilien. Ihre weitere Fortsetzung in Nordafrika, der betischen Cordillere und den Balearen ist bekannt. Die meso-känozoischen Ketten des Appennin sind nichts anderes als die äusseren Theile dieses alpinen Zuges, als solche vergleichbar mit einem Theile der veronesisch-lombardischen Sedimentärzone. An den Appennin legt sich, wahrscheinlich am Monte Conero bei Ancona, die apulisch-garganische Parallelzone an, die sich weiter im SO. über Corfu nach Griechenland hinein fortsetzt. Diese Zone steht zum Appennin in ähnlichen Beziehungen wie der Jura zu den Alpen; möglicherweise hat auch eine Verbindung der apulisch-garganischen Zone mit den Veroneser Voralpen bestanden.

Der Appennin ist also nicht, wie die Mehrzahl der Autoren annimmt, die Fortsetzung der Alpen, er ist vielmehr die jungsedimentäre Aussenzone einer archaisch-altsedimentären Kette, die sich über Ligurien, die Tyrrhenis und Calabro-Sicilien verfolgen lässt. Beide Zonen berühren sich seitlich in Ligurien am Col dei Giovi, die Grenze zwischen Alpen und Appennin liegt also, wenn man sie überhaupt ziehen will, in der Depression von Genua.

E. Philippi.

## Geologische Beschreibung einzelner Ländertheile, ausschliesslich der Alpen.

**G. Spohn:** Chemisch-geologische Studien in der Umgegend von Forchheim. Inaug.-Diss. Erlangen. 8<sup>o</sup>. 31 S. Stuttgart 1896.

Von den Schichten des fränkischen Jura sind zwar schon viele Analysen bekannt, allein die Localitäten, von denen die Proben entnommen sind, sind theilweise unsicher, oder wenn aufeinanderfolgende Schichten analysirt wurden, hat man die Proben da entnommen, wo die einzelne Schicht am besten entwickelt war, so dass sich keine sicheren Schlüsse ziehen lassen, ob die Schichten, so wie sie übereinander lagern, in ihrer chemischen Zusammensetzung eine gewisse Regelmässigkeit besitzen. Verf. hat sich die Aufgabe gestellt, einem bestimmten grösseren Profil Proben zu entnehmen und zu untersuchen. Ein solches Profil aus dem Rhät mit dem sogen. Grenzletten, dem unteren und mittleren Lias fand sich in einem Steinbruche, 2 km vom Bahnhof Forchheim entfernt, links von der Staatsstrasse nach Reuth etc. auf der Anhöhe.

Das Profil enthält an der Basis 1. Bausandstein, 2. porösen, theilweise sandigen, gefärbten Thon, 3. Schieferthon mit verkohlten Wurzelresten, 4. gelben Thon; sämmtlich dem Rhät angehörend. Dann folgen, da die *Planorbis*-Zone und die Angulaten-Zone nicht entwickelt sind, sogleich 5. der Arietensandstein mit Versteinerungen, die aber meist schlecht erhalten sind. Sodann folgen 6. eisenschüssiger sandiger Lehm mit vielen groben Quarzkörnern und gelben Einlagerungen (Gelbeisenerz), 7. dunkler Letten mit Kriechspuren, 8. Thoneisensteinlage, 9. dünnblättriger, etwas dunkler Letten mit Quarzkörnern, Phosphoritknöllchen und *Amm. planicosta*, *Avicula sinemuriensis*. Diese Schichten 6—9 sind als Lias  $\beta$  Qu. aufzufassen. In den folgenden Lagen fehlen Versteinerungen, doch vermuthet Verf., dass 10. hellgrauer, dickbankiger Letten mit Knollen von Schwefelkies und Gyps, 11. dunkelgrauer, sehr dünnblättriger Schieferletten mit Eisenoekernestern, 12. ca. 12 dünne Lagen dünnblättrigen, grauen Schieferthons mit fingerdicken Thoneisensteinlagen wechselnd, dem Lias  $\gamma$ , — 13. und 14. hellgrauer bzw. etwas dunklerer Letten mit Nestern von Eisenocker dem Lias  $\delta$  angehören.

Am Schluss der Arbeit ist das Profil vergleichsweise mit anderen von GÜMBEL und PFAFF aufgenommenen tabellarisch zusammengestellt. Bezüglich der Analysen, deren Wiedergabe sich nicht für ein Referat eignet, muss Ref. auf die Arbeit selbst verweisen. **A. Steuer.**

---

**M. E. Fournier:** Description géologique du Caucase Central. (Ann. Fac. des Sc. de Marseille. 7. 296 p. 1 carte géol. col. in fol. 23 pl. et fig. 1896.)

Der Kaukasus besteht aus einer Reihe von Falten, welche zwar auf den ersten Anblick parallel zu sein scheinen, dies aber keineswegs sind,

indem die einen nur Äste der sich verzweigenden anderen sind. Bis vor Kurzem war vom Kaukasus fast nur die grosse Strasse von Tiflis nach Wladikavkas genauer bekannt gewesen. Dann begann aber schnell hintereinander eine ganze Anzahl englischer Alpinisten die Gipfel des Gebirges zu besteigen, während zugleich von geologischer Seite Männer wie ABICH, E. FAVRE, SIMONOWITSCH, BAZEWITSCH, SOROKINE u. A. die Erforschung des Gebirges in die Hand nahmen. Immer blieb indessen der centrale Theil, von den Tscherkessen „Kourdj“ genannt, noch sehr unbekannt. Seine genauere Kenntniss verdanken wir der vorliegenden Arbeit von M. E. FOURNIER. Es gehören zu diesem centralen Theile die höchsten Gipfel des Gebirges, damit auch der Kasbeck und der Elbrus; es entspringen diesem Theile alle nennenswerthen Gewässer, welche an den Abhängen des Kaukasus herniederstürzen; es zeigen sich endlich in demselben die Faltungsercheinungen in grösserer Intensität. Der centrale Kaukasus bildet mithin in oro-hydrographischer und tektonischer Beziehung ein zusammengehöriges Ganzes.

Die Axe des Gebirges wird gebildet durch Gneisse, welche sich im Contact mit den zahlreichen Graniten in Augengneisse verwandeln. Die Durchdringung dieser Gneisse von dem Granitmaterial ist eine so innige, dass es oft schwer fällt, eine Grenze zwischen beiden Gesteinen zu ziehen. Auch gewisse Varietäten von Granulit, welche den Gneisschichten eingeschaltet sind, erweisen sich, abgesehen von ihrer Glimmerarmuth und der bekannten granulitischen (glatten) Beschaffenheit des Quarzes, dem Gneiss überaus ähnlich, so dass MICHEL-LÉVY sie als Leptynite-granitisée bezeichnet. [MICHEL-LÉVY ist eben der von vielen französischen Forschern getheilten Ansicht, dass der Gneiss aus Glimmerschiefer hervorgegangen sei, indem eine „pénétration intime“ des letzteren durch eindringenden Granit stattfand; infolge deren bildete sich im Glimmerschiefer Feldspath, d. h. es entstand Gneiss. Ref.]

Über dem Gneiss folgt Glimmerschiefer, dem zunächst ebenfalls noch Granulite eingeschaltet sind. In den oberen Schichten stellen sich Chlorit- und Sericitschiefer ein. Die azoische Gruppe ist also typisch entwickelt. Auf dem Südabhange sind die Schiefer sehr reducirt, auf dem Nordabhange stark entwickelt. Nun folgt eine lange Lücke; denn auf die azoischen Schiefer legt sich sofort Lias in Gestalt von Thonen, Schiefem und Sandsteinen mit Pflanzenabdrücken. Nur seltene, aber kennzeichnende Thierformen treten auf, und zwar in eingeschalteten kalkigen Schichten; aber das Sinémurien und Liasien lassen sich nicht trennen. Letztere Etage ist stets gut erkennbar an einer Reihe von Formen, wie *Rhynchonella rimosa*, *Terebratula resupinata* und *punctata*, *Waldheimia subnumismalis*, *Pentacrinus basaltiformis* etc. Das Toarcien ist vertreten durch Posidonomyen-Schiefer und -Kalke mit *Harpocras striatum*, *H. cf. boscense*, *Rhynchonella tetraëdra*.

Der Unteroolith wird gebildet durch eine mächtige Schichtenreihe von sandigen Thonen, Sandsteinen und Conglomeraten. Nach oben hin schalten sich Lignite ein, welche bis zu 20 m Mächtigkeit erreichen. Die

Flora, welche jene Sandsteine bergen, ist analog der gleichalterigen von Scarborough, Andö, Spitzbergen, Sibirien, China und Japan. Diese in so gewaltiger Verbreitung bekannte Flora zeigt sich also auch im Kaukasus. Die über diesen Ligniten folgenden Kalke etc. sind ausgezeichnet durch das Vorherrschen zweier, für die alpine Entwicklung kennzeichnender Ammoniten-Genera: *Phylloceras* und *Lytoceras*, wie das schon durch NEUMAYR und UHLIG festgestellt war. Das Tithon des Nordabhanges lässt stärkere Beziehungen zur Kreide als zum Jura erkennen. So ergibt sich für den Jura das folgende Profil.

	Südabhang.	Nordabhang.
Tithon.	Fehlt.	Korallenkalke mit <i>Terebratula moravica</i> und <i>Heterodicerias Luci</i> .
Rauracien und Séquanien?	Sandsteine und sandige Schiefer, Tuffe, Conglomerate, Breccien.	Fehlt. Kalke mit <i>Cidaris florigemma</i> , <i>Cid. cf. coronata</i> .
Oxfordien.	Kalke mit <i>Rhynchonella lacunosa</i> , <i>Lima corallina</i> , <i>Hemicidaris crenularis</i> und Oxford-Formen.	Wie am Südabhang.
	Kalke u. Mergel mit <i>Rhacophyllites tortisulcatus</i> , <i>Perna mytiloides</i> . Kalke und Mergel mit <i>Phylloceras cf. taticum</i> , <i>Bellemnites hastatus</i> .	Kalke und Mergel mit <i>Rhacophyllites tortisulcatus</i> , <i>Peltoceras athleta</i> , <i>Cardioceras Lamberti</i> .
Callovien.	Kalke und Mergel mit <i>Phylloceras Hommairei</i> , <i>Ph. mediterraneum</i> .	Kalke und Mergel mit <i>Stephanoceras coronatum</i> , <i>Macrocephalites macrocephalus</i> , vielen Phylloceraten und Perisphincten.
Bathonien.	Mergelige Kalke mit <i>Pholodomya Murchisoni</i> , <i>Rhynchonella decorata</i> .	Kalke und Mergel mit <i>Pholodomyen</i> und <i>Parkinsonia Parkinsoni</i> .
Bajocien.	Kalke mit <i>Lima proboscidea</i> .	Kalke und Mergel mit <i>Stephanoceras</i> .
	Mergelige Kalke mit <i>Stephanoceras Baylei</i> .	
	Sandig-thonige Schichten mit Pflanzen, wie <i>Pterophyllum Abichianum</i> .	Sandig-thonige Schichten und Lignite.

	Südabhang.	Nordabhang.
Toarcien.	Lias. Schiefer und Kalke mit <i>Posidonomya</i> .	Kalke und Mergel mit <i>Rhynchonella tetraëdra</i> . Schiefer mit <i>Posidonomya</i> , Kalke und Mergel mit <i>Harpoceras striatulum</i> .
Liasien.	Schiefer, Thone, Sandsteine mit <i>Rhynchonella rimosa</i> , <i>Waldheimia subnumismalis</i> .	Kalke, Mergel, Thone mit <i>Rhynchonella rimosa</i> , <i>Waldheimia subnumismalis</i> .
	Thonige Schiefer und Thone.	Thonige Schiefer, Kalke, Mergel, Sandsteine mit Cardinien. Thonige Schiefer ohne Versteinerungen.
Rhät.	Fehlt?	

In der Unteren Kreide bis zum Gault konnte Verf. eine Reihenfolge feststellen, welche völlig ident ist mit derjenigen der Provence. Das gilt nicht nur für Versteinerungen und Facies, sondern sogar bis in kleine chemische Merkmale der Gesteine. Es herrscht also in der untersten Kreide eine mediterrane Facies. Dagegen Gault, Cenoman und Obere Kreide haben Versteinerungen, welche im Gault der Schweiz, im Cenoman und höheren Schichten des Pariser Beckens auftreten; es fehlen auch die Caprinen- und Hippuriten-Kalke. Im Eocän und Oligocän erscheint dann auf's Neue die alpine Facies in Gestalt der Nummuliten- und Flysch-Bildungen, letztere zu oberst auch mit Fisch-Schiefern, ähnlich denen des Monte Bolca. Nur das Oligocän des Beckens von Akhal-Tsikhe besitzt, offenbar herbeigeführt durch Strömungen, eine nordische Fauna mit *Cardium aralense* und Isocardien. Vom Miocän erscheinen keine älteren Schichten als die sarmatische Stufe. Diese und die jüngeren Schichten finden ihre Analoga nur noch im östlichen Europa; denn das sarmatische war ja ein gewaltiges Binnenmeer, vollständig abgeschlossen vom Mittelmeere. Seit der pontischen Stufe beginnt der Rückzug dieses Meeres von O. nach W. Der Südabhang zeigt aus dieser Zeit nur Stisswasserbildungen. Der Nordabhang dagegen wird noch vom Ponto-Kaspischen Meere umspült; und dieses zieht sich erst zurück in dem Augenblicke, in welchem die Bosphorus-Strasse aufreisst, d. h. nach der Eiszeit. In dieser Glacialzeit war, entgegen der bisherigen Auffassung, im Kaukasus die Ausdehnung der Gletscher gerade ebenso gross, wie überall.

Ref. giebt im Folgenden die Eintheilung der cretaceischen Bildungen des centralen Kaukasus, wie der Verf. sie kennzeichnet:

	Südabhang.	Nordabhang.
Danien.	Weisse Kreide mit <i>Coraster Munieri</i> , <i>Stegaster</i> , <i>Ananchytes Douvilléi</i> , <i>Nautilus danicus</i> .	Weisse Kreide mit <i>Ananchytes Douvilléi</i> , <i>Offaster caucasicus</i> .
Sénonien.	Kreide mit Feuersteinen, mit <i>Ananchytes ovata</i> , <i>Micraster cor-anguinum</i> , <i>Ostrea vesicularis</i> , <i>Belemnitella</i> , <i>Terebratula carnea</i> .	Kreide mit Feuersteinen, mit <i>Pachydiscus Baeri</i> , Inoceramen, <i>Ananchytes ovata</i> , <i>Micraster Heberti</i> , <i>Galerites albogalerus</i> .
Turonien.	Kreidemergel ohne Feuersteine mit <i>Inoceramus labiatus</i> , <i>I. calcinatus</i> , <i>Discoidea infera</i> .	Kreidemergel mit <i>Inoceramus labiatus</i> , <i>I. calcinatus</i> .
Cénomanien.	Weisse Kalke mit <i>Cerithium maritimum</i> . Glaukonitsandstein mit <i>Haploceras djumense</i> , <i>Discoidea subuculus</i> . Glaukonitsandstein mit Crustaceen.	Sandstein, etwas glaukonitisch, mit <i>Acanthoceras rotomagensense</i> , <i>A. Mantelli</i> , <i>Haploceras djumense</i> , <i>Scaphites aequalis</i> , <i>Sc. circassensis</i> , Trigonien.
Albien (Gault).	Misch-Fauna der Gault- (Albien-) und Cenoman-Schichten; <i>Discoidea</i> und <i>Pecten cf. asper</i> .	Glaukonitsandstein und grauer Sandstein, wimmelnd von <i>Thetis</i> ; <i>Hamites armatus</i> .
	Glaukonitsandstein mit <i>Haploceras Beudanti</i> , <i>Acanthoceras mamillare</i> , <i>Cerithium trimonile</i> .	Sandstein, etwas glaukonitisch, mit <i>Natica gaultina</i> , <i>Rostellaria</i> .
	Sandiger Mergel mit Crustaceen, <i>Phylloceras Velledae</i> , <i>Haploceras Mayorianum</i> .	Eisenhaltiger Sandstein und Kalk mit <i>Phylloceras Velledae</i> , <i>Haploceras Mayorianum</i> und einigen Formen des Aptien.
Aptien.	Mergel mit <i>Belemnites semicanaliculatus</i> , <i>Bel. minimus</i> ; Mischung von Albien- und Aptien-Formen.	Sandige Mergel mit <i>Belemnites minimus</i> , <i>Bel. semicanaliculatus</i> ; Mischung von Albien- und Aptien-Formen.
	Mergel mit <i>Bel. semicanaliculatus</i> . Kalke mit <i>Exogyra aquila</i> .	Mergel mit <i>Bel. semicanaliculatus</i> und <i>Exogyra aquila</i> .
	Mergelige, hydraulische Kalke mit <i>Ancyloceras Matheroni</i> , <i>Nautilus plicatus</i> , <i>Ostrea haliotidea</i> , <i>O. aquila</i> .	Kalke und Mergel mit <i>Hoplites fissicostatus</i> , <i>Terebratula sella</i> .
Urgonien.	Weisse Korallenkalke mit <i>Requienia</i> .	Weisse Kalke und dolomitische Kalke mit <i>Requienia</i> .

		Südabhang.	Nordabhang.
Néocomien.	Haute-rivien.	Mergel und sandige Mergel mit <i>Olcostephanus Astierianus</i> , <i>Nautilus pseudo-elegans</i> , <i>Ostrea Couloni</i> , <i>Terebratula praelonga</i> .	Wie links.
	Valanginien.	Grüne Mergel mit <i>Natica Leviathan</i> , <i>Terebratula pseudo-jurensis</i> .  Weisse, dichte Kalke mit Mergeln, sandige Kalke, Kalkbreccien, graue Mergel mit <i>Terebratula diphyoides</i> , <i>T. pseudo-jurensis</i> .	Korallenkalk mit Mergeln, mit <i>Natica Leviathan</i> .  Weisse Korallenkalken mit Nereinen, Korallen, grossen Gastropoden.

In tektonischer Hinsicht bemüht sich der Verf. darzuthun, dass die Erhebung des Kaukasus wie diejenige anderer grosser Faltenzüge nicht das Werk eines kurzen Zeitraumes war. Bereits nach Ablauf der palaeozoischen Zeit ist derselbe als Insel aus dem Meere aufgetaucht, denn Cambrium, Silur, Devon, Carbon, Perm und Trias fehlen. Auch in liassischer Zeit hat der Kaukasus eine langgestreckte Insel dargestellt und niemals später ist dieselbe gänzlich wieder untergetaucht.

Vor der tithonischen Epoche erfolgte eine vielfache starke Faltung, welche man bisher verkannt hatte. Tithon und Untere Kreide liegen daher discordant auf diesen starken antetithonischen Falten, welche nach N. überkippt sind.

Nach dem Oligocän erfolgt eine zweite Faltung parallel der Gebirgsaxe, ebenfalls nach N. überschoben; das ist der Kleine Kaukasus. Aber diese zweite Faltung ist auch an der Hauptfalte nicht spurlos vorübergegangen.

In sarmatischer Zeit erfolgt eine abermalige Faltenbildung von grosser Einfachheit und Amplitude, welche sich nach S. neigt. Während also die antetithonischen Falten zahlreich sind, bilden sich in posttithonischer Zeit nur einfache Wellen. Wiederum aber beweist auch der Kaukasus die Richtigkeit des von BERTRAND aufgestellten allgemeinen Gesetzes: „Die Falten bilden sich im Laufe der geologischen Zeiten immer wieder an denselben Stellen.“

Man kann wohl sagen, dass die Faltung des Kaukasus, nach Richtung, Alter, Sinn seiner letzten Faltung wie nach den Stadien seiner Bildung, nur die Fortsetzung der Alpenkette bildet. Nur mit dem Unterschiede, dass die Bildung des Kaukasus hinter jener der westlicheren Gebirge nachhinkt: Das Auftauchen der W.-Alpen ist antecarbonisch, dasjenige des Kaukasus postpalaeozoisch bis anteliassisch. Die erste grosse Faltung der W.-Alpen ist permischen, die erste grosse des Kaukasus ist antetithonischen Alters. Die Falten der Provence, gegen N. geneigt,

datiren aus obereocäner und etwas späterer Zeit; die Falten des Kleinen Kaukasus, auch gegen N. geneigt, aus postoligocäner. Die Hauptfaltung der W.-Alpen ist posthelvetisch, diejenige des Grossen Kaukasus post-sarmatisch.

Dieser kurze Auszug giebt einen Überblick dessen, was diese wichtige Arbeit darbietet auf Grund eigener wie Anderer Untersuchungen der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der sedimentären Bildungen. Erläutert wird das Gesagte durch eine geognostische Karte und zahlreiche Profile und kleinere Karten.

Der zweite Theil des Buches beschäftigt sich mit den geologischen Verhältnissen der zahlreichen Eruptivgesteine des centralen Kaukasus. Der Verf. unterscheidet zwei verschiedene Reihen derselben: Die eine ist älter als die untere Kreide, die andere tertiären Alters. Die ältere Reihe beginnt mit Porphyriten und Diabasen vorliassischer Zeit; sie setzt sich fort in Gestalt zahlreicher Diabasausbrüche in jurassischer Epoche. Seit dem Oxford treten zu diesen Eruptivgesteinen dann noch Melaphyre, die im Oberen Jura sich stark anhäufen.

Die zweite Reihe scheint bereits in cenomaner Epoche erstmals erschienen zu sein. Im Untereocän erfolgt sie in Gestalt von Andesiten, im Obereocän mischen sich diese Anamesite, Dolerite, endlich Labradorgesteine. Das Maximum dieser eruptiven Thätigkeit fällt in post-sarmatische Zeit, wie auch die grossen andesitischen Eruptionen des Kasbeck und Elbrus. Gewaltige Basaltmassen beschliessen diese Reihe.

Die hauptsächlichlichen Perioden der Eruptionen entsprechen denjenigen der Krustenbewegungen dieses Gebietes. Der postpalaeozoischen und ante-liassischen Faltung entspricht diejenige der Mikrogranulite, dann der Porphyre und Diabase. Die antetithonische Faltung fällt zusammen mit dem Maximum der Diabas- und Melaphyr-Eruptionen. Die postoligocäne und antesarmatische Faltung des Kleinen Kaukasus geht Hand in Hand mit einer gewaltigen Reihe von Andesitausflüssen. Die grosse postsarmatische Faltung ist begleitet von dem Erwachen der Thätigkeit des Elbrus, Kasbeck und der Mehrzahl der Andesit- wie Basalt-Eruptionen des Grossen wie Kleinen Kaukasus.

Branco.

---

**W. Obrutschew:** I. Kurze geologische Skizze des Karawanenweges von Kjachta nach Kalgan. (Mit 1 geol. Profil.) II. Kurze geologische Skizze des Weges von Fyn-Tschou-Fu nach Lan-Tschou. (Nachrichten d. k. russ. geogr. Ges. 29. 63 S. Russisch.)

I. Der Autor giebt eine allgemeine Charakteristik von Ost-Mongolien in orographischer und geologischer Beziehung, in den Grenzen des Landstrichs, durch welche seine Marschroute führte. Für die Gegend zwischen Kjachta und Urga führt er als vorherrschend Rumpfgebirge an, bedingt durch die Thätigkeit der Erosion auf der Oberfläche der Abrasion des Meeres. Dasselbe gilt für den übrigen Theil der vom Autor zurückgelegten

Wegstrecke. Nach den Worten des Autors „verdient Ost-Mongolien die Benennung einer Steppe, welche nur stellenweise einer Wüste gleicht“; zu Gunsten dessen sprechen: die daselbst regelmässig erfolgenden atmosphärischen Niederschläge, das Vorhandensein einer grasreichen Vegetation und das ziemlich häufige Vorkommen von Brunnen.

Der geologische Bau des genannten Theils von Mongolien wird, dem Autor zufolge, durch die Entwicklung von Gneissen und Gneissgraniten (ältere und jüngere Serie), krystallinischen Kalksteinen und Quarziten charakterisirt. Ferner giebt es daselbst sedimentäre Gesteine, grösstentheils metamorphische Gesteine, verschiedene eruptive Gesteine, in der Mehrzahl der Fälle von jüngerem geologischen Alter als die erwähnten sedimentären Gesteine. Ausser den letzteren sind daselbst noch bekannt Ablagerungen transgressiven Charakters, welche vom Autor „gobische“ Suite genannt werden und die er mit einiger Wahrscheinlichkeit der Kreide und dem Tertiär zuschreiben zu können glaubt.

Ausser auf die in Ost-Mongolien in grossem Maassstabe vorkommende Erosion weist der Autor auch auf die Spuren der Deflation hin; den Mangel bedeutender Ablagerungen von typischem Löss in dieser Gegend erklärt er durch die Möglichkeit der Abtragung der kleineren Producte der Deflation aus der von ihm beschriebenen Örtlichkeit auf mehr als hundert Werst weit.

II. Diese Untersuchungen betreffen die Provinzen Schansi, Schensi und einige andere in Nordwest-China. An dem geologischen Bau der Gegend nehmen Theil: ältere sedimentäre Ablagerungen (obersilurische Kalksteine und Schiefer), Steinkohlenablagerungen (Kohlenkalke und productive Gruppe), Überkohlsandsteine v. RICHTHOFEN'S. Die letzteren umfassen, dem Anscheine nach, Ablagerungen von mesozoischem und zum Theil tertiären Alter. Ausserdem sind daselbst entwickelt: krystallinische Gesteine und die recenten Ablagerungen: Löss, aeolische Sande, Seeablagerungen.

A. Saytzeff.

W. Obrutschew: Orographische und geologische Skizze von Central-Mongolien, Ordos, Ost-Gansu und Nord-Schensi. (Nachrichten d. k. russ. geogr. Ges. 30. 23 S. Russisch.)

Aus der kurzen Charakteristik der Orographie von Central-Mongolien ist ersichtlich, dass die Steppe mit Strauch- und Grasvegetation vorherrscht. Nur der Theil westlich von dem Thal Etszin-Gol erscheint als wirkliche Wüste mit scharf ausgeprägter Thätigkeit der Wüstenagentien. In dem westlichen Theile von Ordos, den der Autor besucht hat, unterscheidet er den nördlichen Landstrich aus Hügeln und Uwalen (lockere Sandsteine und zum Theil Sande) und den südlichen Landstrich (Barchansande etc.). Was schliesslich den Ost-Gansu und Nord-Schensi anbetrifft, so stellen sie ein Löss-Plateau vor, das in einzelne Gruppen zergliedert ist.

An dem geologischen Bau Central-Mongoliens nehmen archaische Gesteine Theil, welche aus älteren Gneissgraniten und Gneissen und jüngeren Gneissen und krystallinischen Schiefen bestehen. Ferner sind dort

bedeutend entwickelt mächtige Lager von halbkristallinen Schiefen und Gesteine, welche vom Autor zum Theil den archaischen Gebilden, zum Theil den alt-palaeozoischen Ablagerungen zugeschrieben werden. Ausserdem sind in Central-Mongolien entwickelt Steinkohlenkalk und Sandstein-Conglomerate, deren oberen Theil der Autor zu den mesozoischen Ablagerungen rechnet.

An älteren Eruptivgesteinen sind Granite, Porphyre etc., an jüngeren Basalte vorhanden. Als Resultat der Erosion und Deflation erscheinen in Central-Mongolien geschichtete Thone, Sande und Gerölle, Anschwemmungen von Grus und Gerölle recenter Bäche und aeolische Sande; Ablagerungen von typischem und mächtigem Löss sind dort nicht vorhanden.

Die älteren Ablagerungen (Sandsteine von verschiedener Farbe) in West-Ordos hält der Autor mit Wahrscheinlichkeit für ein Aequivalent der oben erwähnten Sandsteine und Conglomerate in Central-Mongolien. An oberflächlichen Ablagerungen ist daselbst hauptsächlich aeolischer Sand entwickelt.

Der in Ost-Gansu und Nord-Schensi vorkommende Kalkstein ist, dem Autor zufolge, wahrscheinlich silurisch; ausserdem sind entwickelt Übersteinkohlenablagerungen, rother Thon von unbestimmtem Alter (jünger als die Übersteinkohlenablagerungen) und Löss, der stellenweise eine Mächtigkeit von 400 m erreicht.

A. Saytzeff.

---

**W. Obrutschew:** Orographische Skizze von Nan-Schan. (Nachrichten d. k. russ. geogr. Ges. 30. 71 S. 1 Karte. Russisch.)

Die erste Hälfte der Skizze enthält eine Charakteristik der Orographie des Nan-Schan'schen Bergsystems, für dessen nördlichen Bergrücken der Autor die Benennung: Bergrücken RICHTHOFEN's, in Vorschlag bringt.

Der übrige Theil des Artikels ist einer kurzen Charakteristik des geologischen Baues des Nan-Schan'schen Bergsystems gewidmet. Es besteht aus massigen kristallinen Gesteinen, Graniten etc., geschichtet-kristallinen Gesteinen und sedimentären Gesteinen. Unter den geschichtet-kristallinen Gesteinen unterscheidet der Autor eine ältere Gruppe von Gneissen und Gneissgraniten, und eine jüngere von Gneissen und kristallinen Schiefen. An sedimentären Gesteinen sind entwickelt: metamorphosirte Sandsteine und Quarzite, welche mit Thon- und Phyllitschiefern (älteste Folge) wechsellagern. Der Autor hält die letzteren für goldhaltig und betont die Verwandtschaft dieser Gesteine mit ähnlichen Gesteinen Ost-Sibiriens. Das Alter dieser Schichten bleibt aus Mangel an organischen Resten unbestimmt. Unter den darauffolgenden Ablagerungen unterscheidet der Autor einstweilen drei Gruppen: A. Ablagerungen, die älter sind als die kohleführenden Schichten; B. kohlehaltige Ablagerungen (Kohlenkalk, kohlehaltige Gruppe); C. jüngere Ablagerungen.

An recenten Gebilden führt der Autor an: Grus, Conglomerate, geschichtete Sande und Thone, Gerölle und Löss. Seine Beobachtungen zeigen,

dass die Löss-Ablagerungen hier wie überhaupt in Central-Asien nicht die Mächtigkeit besitzen, die für das nordwestliche China so charakteristisch ist. (Das letztere Gebiet entbehrt im Gegensatz zu dem ersteren des Abflusses der Gewässer in den Ocean.) Am Schlusse weist der Autor kurz auf die Richtungen der Dislocationen im Nan-Schan-System hin.

A. Saytzeff.

**W. Obrutschew:** Orographie Central-Asiens und seiner östlichen Grenzländer. Kurzer Bericht über die Expedition in den Jahren 1892—94, ausgeführt im Auftrage der k. russ. geogr. Ges. (Nachrichten d. k. russ. geogr. Ges. 31. 92 S. 1 Karte. Russisch.)

Der Autor, welcher als Geologe an der Sytschuanski'schen Expedition des Herrn POTANIN theilnahm, legt in dem genannten Artikel die allgemeinen geographischen Resultate seiner Untersuchungen dar, indem er sie nach den besonderen Gebieten eintheilt: Central-Asien, Ost-Tjan-Shan, Nordwest-China, Nan-Schan'sches Bergsystem und östlicher Kuen-Lun.

Unter Central-Asien versteht der Autor das östliche und centrale Mongolien, Ordos, Alaschan, Beyschan (die Chamische Wüste) und die Dschungarei.

In orographischer Beziehung stellt Central-Asien grösstentheils „ein ganzes Netz von Gebirgsketten, Hügeln und Uwalen dar, welche im allgemeinen 10 000 Fuss absoluter und 2000—3000 Fuss relativer Höhe nicht übersteigen“, was im Gegensatz steht zu den Anschauungen früherer Autoren, die dieses Land für eine ebene Fläche hielten, bestehend aus Steppen oder Wüsten mit Triebsand in den niederen Theilen desselben.

Auf die allgemeine orographische Charakteristik Central-Asiens folgt eine ebensolche Charakteristik der einzelnen Örtlichkeiten; daran schliessen sich kurze Nachrichten über den Charakter des Bodens und der Pflanzendecke, sowie über die Vertheilung der Wasserquellen.

Indem der Autor ferner über Nordwest-China berichtet, erwähnt er als charakteristischen Zug die daselbst anzutreffende ausgedehnte Entwicklung des Lössbodens, welcher an einigen Stellen eine Mächtigkeit von 400—500 m erreicht.

Die folgende Darlegung ist der Charakteristik anderer Theile des Inneren Asiens, welche der Autor untersucht hat, gewidmet. Zum Schlusse behandelt er mit kurzen Worten die geologischen Processe, welche daselbst seit dem Anfange der Tertiärepoche stattgefunden haben (die frühere Existenz des Meers „Chon-hai“ [nach v. RICHTHOFEN] in Central-Asien, die Thätigkeit der atmosphärischen Agentien, die Deflation).

Der Autor macht darauf den Versuch, die Formen des dortigen Reliefs zu erklären, er spricht von den Beziehungen des Sand- und Lössstaubes. Schliesslich weist er auf den Einfluss hin, den die Steppen und Wüsten auf das sie umgebende Land ausüben (die Fruchtbarkeit des Lössbodens, die austrocknende Wirkung der Winde, die Ausbreitung des Triebandes).

A. Saytzeff.

**C. S. Middlemiss:** The Geology of Hazara and the Black Mountain. (Mem. Geol. Surv. India. roy. 26. 8°. 3 and 302 p. With 1 col. geol. map in fol. 11 plates (6 coloured) and 53 figures. Calcutta 1896.)

Verf. führt die Arbeiten zu einem endgültigen Abschluss, die WYNNE und WAAGEN bereits in den siebziger Jahren in den Hazara-Bergen begonnen hatten.

Das Hazara-Gebirge liegt am linken Ufer des Indus, nördlich von der Salt Range. Die Schichten, die dasselbe aufbauen, sind folgende:

#### Sedimentärgesteine.

- VIII. Murree beds. Miocän.
- VII. Kaldana beds. (Übergangsschichten.)
- VI. Nummulitenschichten. Eocän.
- V. Kreide, palaeontologisch nachgewiesen nur mittlere Kreide. (Cenoman.)
- IV. Jura.
- III. Trias.
- II. Infra-Trias. Carbon oder Permocarbon.
- I. Schiefer unbestimmten Alters.

#### Krystalline und metamorphe Gesteine.

- b) „Tanol.“ Metamorphe Infra-Trias.
- a) Krystalline Schiefer. Hauptsächlich Aequivalente von I und II.
- x) Intrusive Granit-Gneisse.
- y) Intrusive sonstige Massengesteine.

Die Siwalik-Formation fehlt auf den Hazara-Bergen, tritt aber unmittelbar im S. derselben, auf dem Rawalpindi-Platavon auf. Die Schichtenfolge vom Miocän bis zum Jura scheint nicht wesentlich unterbrochen zu sein, doch ist von der Kreide nur die mittlere Abtheilung palaeontologisch nachgewiesen. Eine kleine, aber constante Lücke ist zwischen Trias und Jura zu constatiren, eine andere an der Basis der Trias. Der infra-triadische Kalk liegt discordant auf den fossilleeren Schieferen. Die krystallinen und metamorphen Gesteine besitzen durchaus den Habitus der analogen Himalaya-Gesteine.

Die fossilleeren Schiefer an der Basis der Sedimentärgesteine, die für das Aufnahmegebiet eine sehr grosse Bedeutung besitzen, sind feingeschichtete, harte, dunkle Thonschiefer, die an einzelnen Stellen reichlich Sand enthalten und sogar in echte Sandsteine übergehen. Auch Kalke finden sich den Thonschiefern eingelagert. Die fossilleeren Schiefer der Hazara-Berge sind vermuthlich ident mit dem Panjal-System von Kaschmir (LYDEKKER), den Schieferen von Garkwal und Kumaun (MIDDLEMISS) im äusseren Himalaya und mit dem Haimanta-System im centralen Himalaya. Allenthalben, wo solche Schiefer beobachtet wurden, liegen sie unter den jeweilig ältesten fossilführenden Sedimenten und überlagern niemals fossilführende Horizonte. In der Salt Range fehlen ähnliche Schiefer, sind aber immerhin in der Tiefe zu vermuthen; da in der Salzkette noch die

*Olenellus*-Zone entblösst ist, so würde daraus hervorgehen, dass die Schiefer älter als diese und wahrscheinlich präcambrisch wären.

Discordant auf den fossilereen Schiefen liegen die infratriadischen Schichten. Sie beginnen mit einem Basalconglomerat von 50—100' Mächtigkeit, dessen Elemente vorwiegend die Schiefer geliefert haben. Möglicherweise ist dieses Conglomerat gleichalterig mit den Geschiebeebänken der Salt Range, doch fehlen den Geröllen des Hazara-Conglomerates die Kritzen etc., die für das Boulder bed der Salt Range einen glacialen Ursprung annehmen liessen. Sehr wahrscheinlich ist auch die Identität des Basalconglomerates mit den Panjal-Conglomeraten (LYDEKKER) in Kaschmir. Nach oben gehen die Conglomerate in einen etwa 150' mächtigen, rothen Sandstein über, der von ca. 2000' compacten, wohlgeschichteten Kalken überlagert worden, welche an ihrer Basis noch die blutrothe Farbe des Sandsteins besitzen, während sie nach oben zu einem gelblichen Weiss ausbleichen. Die gesammte infratriadische Schichtenfolge ist völlig fossil-leer, doch lässt die bereits erwähnte Ähnlichkeit mit Salt Range-Gesteinen vermuthen, dass ihr Alter etwa ein carbonisches oder permocarbonisches ist.

Die Trias liegt discordant auf verschiedenen Gliedern der vor-triadischen Schichtenfolge oder auf den fossilereen Schiefen. An der Basis der Triasschichten liegen Gesteine vulcanischen Ursprungs, etwa 50—100' mächtig, unter denen sich ein felsitisches Material, wahrscheinlich ursprünglich ein Rhyolith, am meisten bemerkbar macht. Daneben treten hämatitische Breccien, Quarzite, Schiefer etc. auf. Diese vulcanische Serie wird von dunkelgrauen, oft gelbgeflamnten Kalken (500—1200') überlagert, in denen bereits WYNNE und WAAGEN *Megalodon*, *Dicerocardium* und andere Fossilien fanden, welche für ein obertriadisches Alter dieser Schichten sprachen. Die Versteinerungen sind jedoch so fest mit dem Gestein verwachsen, dass es unmöglich ist, besser erhaltene Stücke frei zu legen. Auch die Quarzite der unteren Abtheilung haben einige leider unbestimmbare Fossilien geliefert.

Zwischen Jura und Trias ist ebenfalls wieder eine Discordanz zu bemerken. Die Oberfläche der triadischen Kalke ist erodirt und weist Spuren von Bohrmuscheln auf. Sehr eigenthümlich ist es, dass der Jura im N. des Aufnahmegebietes ganz anders zusammengesetzt ist als im S. Im N. kann man zwei Abtheilungen in den Juraschichten unterscheiden, deren Gesamtmächtigkeit von 30—200' wechselt. Zu unterst liegen schwarze Schiefer, die weder petrographisch noch faunistisch von den Spiti Shales zu trennen sind, darüber folgt dann der dunkelgrüne bis dunkelgraue Gicumal-Sandstein, ebenfalls aus Spiti bekannt. Die Basis der Spiti-Schiefer ist in den nördlichen Hazara-Bergen äusserst eisenreich. Im S. des Gebietes fehlen die Spiti-Schiefer vollständig und auch der Gicumal-Sandstein ist bis auf wenige Bänke verschwunden. Dagegen treten reinere und sandige Kalke auf, die von leider nicht specifisch bestimm-baren Schalen erfüllt sind. Die Jurausbildung des nördlichen Gebietes schliesst sich an die Himalaya-Facies, die des südlichen an die Salt Range-Facies an.

Ziemlich dicht über dem Gicmal-Sandstein liegen einige Bänke von sandigen Kalken, die eine auffallende, orangegelbe Farbe besitzen. In ihnen findet man zahlreich mittelcretaceische Ammonitenformen, von denen Verf. folgende erwähnt: *Acanthoceras Mantelli*, *A. naviculare*, *A. rhotomagense*, *Schloenbachia inflata*, *Ammonites Blanfordianus*.

Sehr häufig kommen die Gattungen *Anisoceras*, *Ancyloceras*, *Baculites* und *Hamites* vor, leider stets nur in Bruchstücken. Wohlgeschichtete, fossilleere sandige Kalksteine überlagern diese mittelcretaceischen Schichten; ein Theil dieser Kalke gehört wohl bereits ins Eocän.

Das Eocän besitzt in den Hazara-Bergen eine sehr grosse Bedeutung, wie überhaupt an der gesammten Nordwestgrenze von Indien. Von oben nach unten unterscheidet man in ihm folgende Schichtencomplexe:

5. Übergangsschichten in die Kuldana beds.
4. Graue splitterige Schiefer und Mergel, wechsellagernd mit knolligem Nummulitenkalk. 300'. *Montlivaltia*-Zone.
3. Wohlgeschichtete massive Kalke, im Allgemeinen nicht knollig, mit Nummuliten und anderen Fossilien. 200'.
2. Bunte Sandsteine und Thone mit Kohle. 2—20'.
1. Sandige Thone, wohl z. Th. zur Kreide gehörig. 300—400'.

Die Kuldana-Schichten, die das Eocän mit dem Miocän verbinden, sind tiefrothe bis chokoladenbraune Sandsteine, Mergel und Schiefer; speciell in ersteren sind Nummuliten äusserst häufig. Der miocäne Murree-Sandstein hat seine Hauptentwicklung im O. des Aufnahmegebietes. In dem ganzen Hazara-Districte wurde nur eine Moräne in einer Höhe von etwa 6000' wahrgenommen. Erratische Blöcke, wie sie von verschiedenen Autoren angegeben wurden, konnte Verf. überhaupt nicht mit Sicherheit feststellen. Was bisher dafür gehalten wurde, dürfte in allen Fällen anstehendes Gestein sein. Dagegen besitzen Schotterterrassen in den Fluss-thälern eine weite Verbreitung.

Unter den krystallinen und metamorphen Gesteinen kann man folgende Haupttypen unterscheiden:

1. Wenig metamorphe Schiefergesteine, entstanden aus den fossilleeren Schiefen.
2. Wenig metamorphe Schiefergesteine, entstanden aus Gesteinen der Infra-Trias.
3. Intensiver metamorphe Schiefergesteine, ursprünglich in der Hauptsache fossilleere Schiefer.
4. Bänder von Granit-Gneiss, intrusiv in 1 und 3.
5. Basische Gesteine, intrusiv in 1, 2, 3 und 4.
6. Im Anhang Gerölle des Indus aus unbekanntem Districten im N.

Die schwach metamorphen Gesteine der ersten und zweiten Abtheilung treten am Südrande des grossen krystallinen Gebietes auf, das den NW. des gesammten Hazara-Districtes einnimmt. Im Allgemeinen hat der Metamorphismus genügt, um die ursprüngliche Schichtung zu zerstören, ohne jedoch die Gesteine so weit zu verändern, dass sie nicht mit Leichtigkeit auf ihre nicht metamorphen Ausgangstypen zurückgeführt werden

können. Aus den Schiefen, Sandsteinen und Kalken der azoischen Schieferzone sind Phyllite, Graphitschiefer, sandige Schiefer und Marmore geworden. Noch leichter sind die Gesteine der Infra-Trias in diesem halbmetamorphen Zustande wieder zu erkennen. Tanol hat WYNNE seiner Zeit einen Quarzit genannt, der in der Gesellschaft der infra-triasischen Kalke auftritt. Von den schwach metamorphen Gesteinen zu den hochmetamorphen Glimmerschiefern, Hornblende-, Chlorit- und Talkschiefern finden sich allenthalben ganz allmähliche Übergänge. In die azoischen Schiefer ist der Gneiss-Granit eingedrungen, sie allenthalben stärker oder schwächer metamorphosirend. Wahrscheinlich ging die Intrusion des Gneiss-Granites auf zweierlei Weise vor sich. Einmal ziemlich gemächlich (leisurely), wobei geringe Pressungen stattfanden und die Thonschiefer nur schwach metamorphosirt wurden, und im anderen Falle gewaltsam, unter sehr starken Pressungen, wobei die Sedimentärschichten in hohem Grade metamorphosirt wurden.

Die Mächtigkeit der Intrusiv-Gänge und -Lager wechselt von der Dicke eines Fingers bis zu 4—5 Meilen. Es zeigen sich sämtliche Übergänge von echtem, flaserigem Gneiss bis zu typischem Granit. Gänge von Plagioklas-Augitgesteinen und von Doleriten durchsetzen alle bisher genannten krystallinen und halbkristallinen Gesteine. Basische Tiefengesteine müssen in bisher unbekanntem Gegenden am oberen Indus anstehen, wie Gerölle des Indus, die Verf. näher untersuchte, lehren. Sämtliche krystallinen und metamorphen Gesteine zeigen Spuren starker Druckwirkungen, die sich in intensiver Fältelung, Umkrystallisiren etc. sehr deutlich aussprechen.

Die Schichten streichen in den Hazara-Bergen im Allgemeinen von NO. nach SW. In der Richtung von NO. nach SW. lassen sich vier Zonen unterscheiden, die von einander durch Störungen getrennt sind, welche theils als Längsbrüche, theils als Überschiebungen auftreten. Verf. bezeichnet diese Zonen als:

- A. Krystalline und metamorphe Zone.
- B. Schiefer oder Abbottabad-Zone.
- C. Nummuliten-Zone.
- D. Obertertiär-Zone.

Die Zone A hat eine stärkere Zusammenpressung erfahren als Zone B, und diese wurde wiederum stärker gefaltet als Zone C, während D noch bedeutend schwächere Faltungerscheinungen aufweist. Mit der Störung zwischen C und D fällt höchstwahrscheinlich die ursprüngliche Begrenzung des Murree-Sandsteines zusammen. Wenigstens fehlt derselbe selbst in den tiefsten Synklinalen der Zone C. Verf. schliesst aus diesen Verhältnissen, dass die Nummuliten-Zone kurz vor der Ablagerung des mioänen Murree-Sandsteines gehoben und gefaltet wurde, und dass die Störung zwischen C und D mit der alten Küstenlinie zusammenfiel. An der nächsten Hauptstörung, der zwischen B und C, stossen die Kulgana-Schichten ab, während das Eocän noch über sie hinweg in die Schieferzone B hineinreicht. Verf. glaubt daher, dass diese Störung kurz nach der Ablagerung des Eocän eingetreten sein muss. Die Störung zwischen A und B ist dagegen nach Ablagerung der vortriadischen Schichten, wahrscheinlich in der Trias,

entstanden, da sie keine Schichten mehr durchschnitten hat, die jünger sind als Trias. Wie die Hauptstörungen zu verschiedenen Zeiten entstanden, so auch die zwischen ihnen gelegenen Zonen. Die geologische Geschichte der Zone A ist also die älteste, die der Zone B die jüngste, und keineswegs wurden die äusseren Ketten durch dieselbe gebirgsbildende Kraft emporgehoben wie die inneren. Zum erstenmale wurde der Grund zu dem späteren Himalaya gelegt, als der Gneiss-Granit, der seine Axe bildet, in spätpalaeozoischer Zeit in den Bereich der azoischen Schiefer gedrängt wurde und sie metamorphosirte. Spätere Erdbewegungen drängten von N. und S. gegen diese centrale Axe und so gesellte sich zu der Contactmetamorphose, die der Granit hervorgerufen hatte, auch noch eine intensive Dynamometamorphose, besonders in den inneren Gebirgstheilen. Der Himalaya ist also, wie Verf. sich ausdrückt, kein Gebirge von gestern, geologisch gesprochen, sondern seine erste Anlage datirt aus sehr früher Zeit und seitdem haben die gebirgsbildenden Kräfte nicht geruht, sondern eine Zone nach der anderen, in verschiedenen Hebungs- und Dislocationsperioden, gebaut. Verf. gebraucht den Vergleich mit einem Hause, an dem in sehr verschiedenen Zeiten, mit verschiedenem Material und nach verschiedenen Baustilen gebaut worden ist und schliesst mit den Worten: „Rome was not built in a day, nor were the Himalaya either.“

Zwei Tafeln mit Dünnschliffen, zwei Profiltafeln und sechs geologisch colorirte Panoramen begleiten nebst einer geologischen Karte des Hazara-Districtes das interessante Werk.

E. Philippi.

---

**Hauthal:** Contribucion al estudio de la geologia de la provincia de Buenos Aires. Las sierras entre Cabo Corrientes é Hinoyo. (Revista del Museo de la Plata. 7. [2.] 477—489. 3 Taf.)

Verf. veröffentlicht einige Bemerkungen über die niedrigen Hügelizeuge in der Provinz Buenos Aires, über welche bereits HEUSSER y CLARAZ, AGUIRRE, VALENTIN und er selber das Wesentlichste gesagt haben.

Die Sierra de la Ventana und die ihr benachbarten Ketten sind durch einen Druck gefaltet, der von S. oder SW. nach N. oder NW. wirkte.

Grosse Bedeutung haben in ihnen streichende Verwerfungen. Möglicherweise stehen mit diesen die OW.-streichenden Brüche in Verbindung, die in dem Granitmassiv der Cordillere zwischen dem 39. und 41. Grad südlicher Breite auftreten. Das Liegende bilden in den Ketten allenthalben Granit und Gneiss, die wohl von einander zu trennen sind. An dem Granit bemerkt man eine sehr eigenthümliche, grosschalige Absonderung, die, zusammen mit der Verwitterung, die Bildung von grossen isolirten Klötzen hervorruft, die nur auf einer schmalen Fläche aufruhren und daher leicht beweglich sind. (Piedra Movediza.) Im Gneiss treten local krystalline Kalke mit Serpentin und Amphibolite auf, auch Glimmerschiefer wurden beobachtet. Discordant auf den krystallinen Gesteinen ruhen Sedimentärgesteine, in denen man von unten nach oben

1. Dolomite,
2. Quarzite mit eingelagerten Talkschiefern,
3. Dunkle Kalke

unterscheiden kann. In den Quarziten fanden sich sehr problematische Fossilreste, die mit *Palaeophycus beverleyensis* BILL. verglichen wurden. Wahrscheinlich sind sämmtliche Sedimente cambrisch. E. Philippi.

---

Fr. Katzer: Beitrag zur Kenntniss des älteren Palaeozoicum im Amazonas-Gebiete. Mit 3 Taf. (Sitz.-Ber. d. böhm. Ges. d. Wiss. mathem.-naturw. Cl. 1896. 29.)

Der Aufsatz bildet eine der ersten Früchte der (zu unserer Freude nur vorübergehenden) Wirksamkeit des Verf. am naturwissenschaftlichen Staatsmuseum in Pará und stützt sich auf noch unbearbeitetes, im Besitze dieses Museums befindliches Material von Gesteinen und Versteinerungen.

Nach einer Übersicht über die Entwicklung unserer Kenntniss der palaeozoischen Ablagerungen Brasiliens überhaupt betrachtet KATZER zunächst die krystalline Unterlage der genannten Bildung im Amazonas-Gebiete. Den grössten Theil des Raumes zwischen dem Rio Negro und Madeira im W. und der atlantischen Küste im O. einnehmend, setzt sich das Urgebirge theils aus Graniten und Gneissen, theils aus Syeniten, Gabbros, Diabasen und noch anderen Gesteinen zusammen. Die Granite sind überwiegend mehr grob- als feinkörnige, z. Th. porphyrische Biotitgranite, die Gneisse quarzarme gebänderte Biotitgneisse. Im N. des Amazonas auftretende glimmerreiche Quarzite werden vom Verf. als contact-metamorphe Sedimente jungarchaischen (algonkischen) oder altpalaeozoischen Alters betrachtet.

Cambrische und untersilurische Schichten sind im Amazonas-Gebiete bisher nicht bekannt geworden; die ältesten versteinierungsführenden Bildungen gehören vielmehr dem Obersilur an. Diese beschränken sich auf das Gebiet des Trombetas, eines nördlichen Nebenflusses des Amazonas, wo *Orthis hybrida*, *Lingula cuneata* und einige andere, auf unteres Obersilur hinweisende Fossilien gesammelt worden sind. Ganz neu aber sind nicht nur für das Amazonas-Gebiet, sondern für Brasilien überhaupt die vom Verf. unter dem von COELHO vom Maecurú mitgebrachten Material beobachteten, aus quarzitischen Geröllen dieses Flusses stammenden, leider meist schlecht erhaltenen Graptolithen. Es sind theils einzellige, zu *Monograptus* gehörige, theils zweizeilige<sup>1</sup>, vielleicht zu *Diplograptus* oder *Climacograptus* zu rechnende, theils endlich anscheinend noch unbeschriebene zwei- oder mehrzeilige Formen mit „wellig geschlängeltem“ Axe und „retortenähnlichen“, nach der Mündung zu lang ausgezogenen Hydrotheken.

---

<sup>1</sup> Von Interesse ist die Bemerkung des Verf., dass auch im jüngsten Silur Böhmens, den dunklen Plattenkalken F<sup>1</sup>, neben einzelligen Graptolithen, die dort bekanntlich massenhaft vorkommen, auch zweizeilige vertreten sind.

Alle Graptolitenreste vom Maecurú stammen aus Schichten, die sehr reich an Spongiennadeln sind. Diese Nadeln werden zusammen mit den Graptolitenresten auf zwei Tafeln dargestellt, während die dritte Tafel Bilder von Diabasporphyriten des Maecurú-Gebietes enthält.

Ein letzter, ganz kurzer Abschnitt des Aufsatzes behandelt die devonischen Ablagerungen des Amazonas. Sie sind bisher nur im N. des Stromes angetroffen und theils den nordamerikanischen Hamilton-Schichten (Mitteldevon), theils dem Unterdevon zugerechnet worden. Nach dem von ihm untersuchten Sammlungsmaterial — KATZER beobachtete unter den Fossilien von der Serra Ererí ein *Tornoceras* und ein Bruchstück einer *Clymenia* — glaubt Verf. indes, dass das Devon jener Gegend vollständiger sei, als bisher angenommen worden ist. Kayser.

---

**C. Sapper:** Sobre la geografía física y la geología de la península de Yucatán. (Instituto geológico de México. Bolletino 3. fol. 57 p. Profile u. Karte.) Mexico 1896.

Unter diesem Titel giebt Verf. eine Übersicht der geologischen, physisch-geographischen und ökonomischen Verhältnisse in den beiden südlichsten Staaten von Mexico, Chiapas und Tabasco, und auf der Halbinsel Yucatán, der Ref. folgende Bemerkungen entnimmt.

Die Halbinsel Yucatán ist ein niedriges Hügelland, dessen Untergrund flachgelagerte, fast unmerklich nach N. einfallende Tertiärschichten bilden. In den Staaten Chiapas und Tabasco kann man von Ost nach West drei Zonen unterscheiden. Die nördliche Zone an der atlantischen Küste bildet breite Ebenen, die von horizontal gelagerten Quartärschichten zusammengesetzt werden. Der mittleren Zone gehören zum grössten Theil Tertiär- und Kreideketten an, während die höheren Ketten der südlichen Zone von älteren Sedimentärgesteinen, alten Massen- und jungen Eruptivgesteinen aufgebaut werden. Die Ebenen, die am Fusse dieser Ketten die pacifische Küste begleiten, sind schmal.

Die geologische Geschichte dieses südlichsten Theiles der mexicanischen Republik ist in kurzen Worten folgende: Die archaischen Schichten des pacifischen Randgebirges, der Sierra madre de Chiapas, scheinen zur Zeit des älteren Palaeozoicum trocken gelegen und mit dem Archaicum des mittleren Mexicos eine zusammenhängende Kette gebildet zu haben. Erst carbonische Schichten kamen auf dem Archaicum zur Ablagerung, wurden aber, wie es scheint, noch am Schlusse der palaeozoischen Aera gefaltet; in diese Faltungsperiode scheinen auch die Eruptionen der Granite zu fallen, die in Guatemala, Britisch-Honduras und Chiapas eine so bedeutende Rolle spielen. Im Norden der carbonischen Ketten setzten sich altmesozoische Sandsteine und Thone ab, die später nur schwach gefaltet wurden. Die südlichen Theile von Chiapas scheinen dann eine Zeit lang trocken gelegen zu haben, bis die cretaceische Transgression eintrat; die mächtigen Kalke der mittleren Kreide wurden noch am Ende der Kreideperiode über den Meeresspiegel gehoben und gefaltet. Eine gewaltige

Katastrophe trat gegen Ende der Miocänzeit ein; die alttertiären und cretaceischen Sedimente wurden in der stärksten Weise gefaltet, während in den Gebieten des Golfs von Mexico bedeutende Einbrüche erfolgten; auf den neugebildeten Spalten drangen ungeheure Eruptivmassen in die Höhe. Nicht von dieser jungtertiären Faltung wurden augenscheinlich betroffen die alten Gesteine der Sierra madre de Chiapas und das Tertiär der Halbinsel Yucatán. Im Pliocän scheinen dann weitere Senkungen stattgefunden zu haben; flachgelagerte Pliocänschichten finden sich im Thale des Rio Chiapas und in dem centralen Hochlande bis zu einer Höhe von 2300 m. Im Quartär fand dann eine langsame und ungleichmässige Hebung des Bodens statt, die mit der Bildung der breiten, quartären Küstenebenen Hand in Hand ging.

Den Untergrund der Staaten Chiapas und Tabasco bauen, um die Stratigraphie noch einmal im Zusammenhang zu besprechen, folgende Gesteine auf. Gneiss, Glimmerschiefer und Phyllite treten in schmalen Bändern im Granitgebiete der Sierra Madre auf. Älter als die carbonischen Kalke, aber möglicherweise noch zum Carbon (oder zum Devon) gehörend sind die rothen Conglomerate, Sandsteine und Schiefer, die DOLLFUS und MONTSERRAT die Schichten von Santa Rosa genannt haben; ob sie direct dem Archaicum auflagern, ist noch nicht festgestellt. Die im grossen Ganzen wenig verbreiteten carbonischen Kalke und Dolomite liegen stets concordant auf den Schichten von Santa Rosa. Am Nordfusse der Sierra Madre treten rothe und gelbe Conglomerate, Sandsteine und Thone in flacher Lagerung auf, die Verf. die Schichten von Todos Santos genannt hat; ihr Alter ist nicht genau zu bestimmen, da Fossilien gänzlich fehlen, möglicherweise repräsentiren diese Schichten Trias und einen Theil des Jura. Die bisher genannten Formationen stehen sämmtlich im südlichen Theile des Staates Chiapas an, während sein Norden von Kreide und Tertiär gebildet wird. Grosse Verbreitung besitzen besonders die Kreidekalke mit Rudisten, Nerineen und Korallen, local finden sich über ihnen noch Mergel und Thone mit zahlreichen Korallen. Im Tertiär von Chiapas überwiegen Mergel, Thone und Sandsteine die Kalke; seine Schichten sind meist stark gefaltet, vermuthlich hat man es in den meisten Fällen mit Alttertiär zu thun, doch ist das Alter der einzelnen Schichten noch nicht mit Sicherheit bestimmt. Auf Yucatán liegen die ältesten Tertiärschichten an der Südküste; es sind kieselreiche Kalke, mit Einlagerungen von Mergel und Gyps, deren Alter noch nicht mit Genauigkeit festgelegt ist. In den jüngeren Tertiärsedimenten des nördlichen Yucatán unterschied HEILPRIN:

1. Helle, fossilarme Kalke, die miocän oder pliocän sein mögen, jedenfalls nicht oligocän, wie A. AGASSIZ glaubte.
2. Rothe Kalke mit *Helix* und *Macroceramus*, die auf gelblichen feinkörnigen und marmorartigen Kalken lagern.
3. Sehr fossilreicher Pliocänkalk der tieferen Regionen von Yucatán. Postpliocäne Kalke mit *Venus cancellata* finden sich an der Nordküste und in isolirten Fetzen im Inneren des Landes.

Von älteren Massengesteinen beschreibt Verf. Granite, Diorite und Serpentine, von jüngeren nur die miocänen Andesite. Der einzige thätige Vulcan des Aufnahmegebietes ist der Tacaná (3990 m) an der Grenze von Mexico und Guatemala, dessen letzter Ausbruch im Jahre 1855 stattfand.

E. Philippi.

**Keith:** *Geology of Chilhowee Mountain, Tennessee.* (Bull. Philos. Soc. of Washington. 12. 71—88. Mit Taf. I.)

Die Schichtenfolge im Tennessee-Thal ist, von oben nach unten gezählt, folgende:

Carbon:	Neocoman limestone.
Devon:	{ Grainger shale.
	{ Shattanooga shale.
Ober-Silur:	{ Rockwood shale.
	{ Clines sandstone.
Unter-Silur:	{ Nashville-Formation 2000—6000'.
	{ Knox dolomite 3500'.
Mittel-Cambrium:	{ Schiefer und Kalke 600—3000'.
	{ Rome sandstone 600—900'.
Unter-Cambrium:	{ Massiver Kalkstein 200—700'.
	{ Schiefer von unbekannter Mächtigkeit.

Im Alter am nächsten steht den letztgenannten untercambrischen Schiefen die sogen. Chilhowee-Formation, die jedoch niemals in directen Contact mit jenen tritt. Die Chilhowee-Gesteine sind die ältesten, die in den appalachischen Ketten zu Tage treten, sind aber ebenfalls noch untercambrisch, wie vereinzelt Fossilfunde bewiesen haben. Verf. hat diese interessanten Schichten und ihre Beziehungen zu jüngeren Sedimenten an der typischen Localität, den Chilhowee-Bergen östlich vom Tennessee-Thale eingehend studirt.

Der Complex der Chilhowee-Schichten lässt sich petrographisch leicht in folgender Weise, von oben nach unten gliedern:

Feiner weisser Sandstein oder Quarzit 800'.

Kalkig-glimmerige Schiefer 300'.

Weisser Sandstein, stellenweise grob, 500'.

Kalkig-glimmerige Schiefer 800'.

Weisser Sandstein 700'; an seiner Basis Conglomerate 700'.

Kalkig-glimmerige Schiefer, mindestens 1000'.

Discordant auf diesem Schichtencomplex liegt in den Chilhowee-Bergen ein Kalkstein von ungefähr 1500' Mächtigkeit, der Miller's Cove limestone, der nach oben mit rothen, kieseligen Schiefen abschliesst. Dieser Kalk hat bisher keine Fossilien geliefert, seine petrographischen Eigenthümlichkeiten lassen aber mit Sicherheit darauf schliessen, dass er gleichalterig ist mit dem untersilurischen Knox-Dolomit. Die Chilhowee-Schichten waren bereits gefaltet und ihre Oberfläche stark erodirt, als sich der untersilurische Kalk von Miller's Cove auf ihnen ablagerte. Die Erosionswirkungen

waren ziemlich beträchtliche, so wurde z. B. bei Miller's Cove vor Ablagerung der Kalke ein Becken von 12 Meilen Länge und 1100' Tiefe ausgebohrt. Anzeichen dieser mittel- oder obercambrischen Erosion fanden sich auch an anderen Punkten; vor der bekannten Faltungsperiode am Schluss des Palaeozoicum trat also am Beginn desselben bereits eine Faltung und ausgedehnte Trockenlegung in den appalachischen Bergen ein, die sich unserer Kenntniss bisher entzogen hatte. **E. Philippi.**

**H. W. Turner:** Further Contribution to the Geology of the Sierra Nevada. (XVII. Ann. Rep. U. St. Geol. Survey. 1. 521—762. 31 pl. Washington 1896.)

Versteht man unter der Sierra Nevada das Gebiet etwa zwischen dem North Fork des Feather River, dem Westrand des Great Basin, der Mojave-Wüste im S., und der Grenze zwischen dem ungestörten und dem steil aufgerichteten Tertiär im W., welche letztere wahrscheinlich mit der Verwerfungslinie zusammenfällt, der der San Joaquin und Sacramento-Fluss im N. folgen, so stellt sie sich als ein seit der mittleren Kreidezeit fast starr gebliebener, aber stark gehobener Block der Erdkruste dar, dessen Eruptivgesteine sich auch gut von denen der benachbarten Gebiete unterscheiden. Die ältesten waren die Rhyolithe, die jüngsten Hornblende- und Pyroxen-Andesite. Die Sedimente stammen vorwiegend von der archaischen Landmasse westlich Central Nevada, es sind ausser Silur am N.-Ende nur postcarbonische nachgewiesen. Den Haupttheil des Untergrundes aber bilden granitische und dioritische Gesteine, untergeordnet sind Serpentine, Talk- und Hornblendeschiefer; Gneisse sind namentlich vom Mokolunne-Fluss bekannt geworden. Die tertiären Andesitmassen sind vorwiegend in klastischem Zustande überliefert, aber nicht als gewöhnliche Tuffe, sondern vielfach gemengt mit grossen Geröllen und Bruchstücken fast aller älteren Gesteine, ihre oberste Lage ist fast stets eine durch feinere Aschenmassen cementirte Breccie. Es scheint, dass sie explosionsartigen Ausbrüchen ihre Entstehung verdanken und grosse Wassermassen dabei eine erhebliche Rolle gespielt haben.

Über die einzeln beschriebenen zahlreichen Districte hier zu berichten, ist nicht wohl möglich, es sei daraus das folgende hervorgehoben. Eine instructive Tafel veranschaulicht das Anschmiegen der Schieferung an massigen Granit in der Bidwell Bar Area, eine andere die ausgezeichnete Schieferung (d. i. anscheinend dünnplattige Absonderung) des Andesites von Franklin Hill, eine dritte eine Moräne in der Downieville-Area, welche von einer jüngeren durchkreuzt wird; ferner sind Gänge in Breccien, Discordanzen und die sehr auffallenden „Hog-wallow's“ sehr schön abgebildet. Letztere erscheinen als zahllose, 4—10' breite, kleine, abflusslose Mulden im Verwitterungsboden verschiedener Gesteine, welche ganze Hügelabhänge dicht gedrängt bedecken. Es ist bisher nicht festgestellt, ob sie von thierischen Bauten, entwurzelten Bäumen oder Anderem herühren.

Im petrographischen Theil sind namentlich auch die Structur- und Absonderungsverhältnisse der Sedimente berücksichtigt, ebenso die anscheinend ausgezeichnet aufgeschlossenen Contacterscheinungen, vor allem in der Mariposa-Gegend. Es kommen hier granitische und quarzdioritische Gesteine mit jurassischen Mariposa-Schiefen in Contact; letztere sind in z. Th. noch petrefactenführende Chiastolithschiefer und Glimmerschiefer verwandelt, daneben ist auch Sillimanit neu gebildet, Augittuffe sind in Hornblendegesteine verwandelt. Die Breite der Contactzone beträgt um den körnigen Granit etwa 2 km, wo die Schiefer mit mikropegmatitischen Massen in Contact kommen, ist die Metamorphose viel schwächer. Von Vertretern seltener Gesteinsgruppen sind zu nennen: Augitsyenite und Gänge von Natronsyenitporphyren mit blauer Hornblende in der Jackson Area, ferner Olivinnorite mit schönen concentrisch-schaligen Kugeln, Pyroxenite und Peridotite und die sonst in der Sierra seltenen typischen Diabase. Zwischen den letzteren und einem Natrongranit wurde in mehr als 1 mile Breite Contactbreccie (Diabasbruchstücke, verkittet durch granitisches Material) beobachtet. In einem besonderen Capitel sind die massigen Gesteine des ganzen Gebietes und ihre Classification behandelt, wobei Structur und Zusammensetzung durch zahlreiche Mikrophotographien und Analysen erläutert werden. Verf. plaidirt dafür, Diorite und Andesite einerseits von den Gabbros und Basalten andererseits zu trennen, je nachdem ihr Feldspath saurer oder basischer ist, als Andesin, im Übrigen aber alle Gesteine von ungefähr derselben chemischen und mineralogischen Zusammensetzung unabhängig von Structur und geologischem Auftreten in Familien zu vereinigen. Er gruppirt demnach die Gesteine des Gebietes unter Zusammenstellung der zahlreichen Analysen in die Familien der Granite, Syenite etc., unter Hinzufügung der Familie der Quarzdiorite.

Von jedem Bezirk ist auch die Economic Geology berücksichtigt. Von der berühmten Yosemite Area ist demnächst eine geologische Karte zu erwarten.

O. Mügge.

## Stratigraphie.

### Archäische Formation.

J. J. Sederholm: Om indelningen af de prekambriska formationerna i Sverige och Finland och om nomenklaturen för dessa äldsta bildningar. (Geol. Fören. Förhandl. 19. 20—53. 1897.)

Für die präcambrischen Ablagerungen des skandinavisch-finnischen Gebiets hat sich allgemein das Bedürfniss nach einer zweckmässigen Eintheilung und Nomenclatur fühlbar gemacht. Diese unterhalb der *Olenellus*-Zone gelegenen Bildungen könnte man vom theoretischen Standpunkt in eine proterozoische und azoische Gruppe eintheilen; allein in der Praxis erweist sich eine solche Gliederung als undurchführbar. Dagegen

hat SEDERHOLM gegen die in Amerika eingeführte Eintheilung in eine algonkische und eine archaische Gruppe weiter nichts einzuwenden, als dass er aus Gründen der Logik und Consequenz die Bezeichnung algonkisch durch das Wort archäozoisch ersetzt haben möchte; nur müsse der Begriff algonkisch in seiner ursprünglichen Bedeutung gefasst werden und dürfe nicht etwa so erweitert werden, wie es seitens VAN HISE's geschehen sei, dessen Definition für algonkisch sich vollständig mit der Benennung proterozoisch decke.

Innerhalb der archäozoischen Gruppe unterscheidet Verf. eine jüngere und eine ältere Stufe, welche er als die jotnische und die jatulische Abtheilung bezeichnet. Den archaischen Basalcomplex gliedert er in drei Stufen, die jüngeren und die älteren archaischen und die katarchaischen Formationen, welche letztere als identisch mit der azoischen Gruppe zu betrachten seien. Vielleicht auch möge es sich empfehlen, dem katarchaischen Complex, wie dem archaischen und archäozoischen, den Rang einer selbständigen Abtheilung beizulegen, anstatt ihn als Unterabtheilung der archaischen Gruppe aufzufassen. Zwischen den Hauptgruppen sowohl wie zwischen den Unterabtheilungen bilden Discordanzen die Scheidegrenze.

Auf die erwähnten Unterabtheilungen werden nun die präcambrischen Bildungen Skandinaviens und Finlands vertheilt, doch wird hierzu ausdrücklich bemerkt, dass dieser Gruppierung nur der Werth eines vorläufigen Versuchs beigemessen werden dürfe. Eine tabellarische Zusammenstellung dient zur besseren Übersicht.

J. Martin.

**A. G. Nathorst:** Egendomliga bildningar i sprickfyllnader inom urberget vid Margretelund, Stockholms län. (Geol. Fören. Förhandl. 19. 177—183. 1897.)

Bei Margretelund in Stockholms län beobachtete NATHORST im Gneiss „eine Menge runder Partien mit concentrisch angeordneten, verschiedenfarbigen Zonen“, wodurch dem Gestein bei oberflächlicher Betrachtung das Aussehen von Kugelgranit verliehen wird. Dieselben haben indessen mit dem Gestein selbst nichts zu schaffen, sind vielmehr auf dessen Spalten beschränkt. Wie HÖGBOM meint, ist die Entstehung dieser eigenartigen Gebilde auf Verwitterung der Spaltenausfüllungsmasse zurückzuführen.

J. Martin.

## Cambrische und silurische Formation.

**G. F. Matthew:** Faunas of the *Paradoxides* beds in eastern North America. No. 1. (Transact. New York Acad. Sciences. 15. 1896. 192—247. t. 14—17.)

Die Abhandlung beginnt mit einer Übersicht über die Reihenfolge und Verbreitung der verschiedenen Zonen der *Paradoxides*-Schichten in und ausserhalb Nordamerikas:

Zonenbezeichnung	Amerika	Europa
1. Zone des <i>Paradoxides lamellatus</i> (cf. <i>oelandicus</i> )	N.-Braunschweig	Schweden
2. Zone des <i>P. etemnicus</i> (cf. <i>rugulosus</i> ) . . . .	N.-Braunschweig, N.-Fundland, Massachusetts	Frankreich, Spanien, Böhmen, Schweden ( <i>Exsulans</i> -Kalk)
3. Zone des <i>P. abenacus</i> (cf. <i>Tessini</i> ) . . . . .	N.-Braunschweig, N.-Fundland	Norwegen, Schweden, Böhmen
4. Zone des <i>P. Davidis</i> .	N.-Fundland	Wales, Schweden
5. Zone d. <i>P. Forchhammeri</i>		Schweden (Andrarum-Kalk)
6. Zone des <i>P. Tessini</i> und <i>Agnostus laevigatus</i> . .		Schweden

Die beiden obersten Zonen sind also in Amerika unbekannt.

Die nun folgende Beschreibung der Fauna berücksichtigt zunächst nur deren kleine Formen. Beschrieben werden:

#### Phyllopora?

*Lepiditta* MATTHEW, kleine, quer ausgedehnte, elliptische Schälchen mit geradem Schlossrande. 3 Sp.

#### Ostracoda.

*Primitia* R. JONES. 1 Sp.

*Aluta* n. g., kleine, ovale, fein punktirte, *Aparchites*-ähnliche Gehäuse mit weicher, biegsamer Schale. 1 Sp.

#### Cirripedia.

*Plumulites* BARRANDE. 1 Sp.

*Stenothecca* SALTER. 5 Sp. u. Var.

*Cirripodites* n. g. (dies. Jahrb. 1897. I. - 371 -). 7 verschiedene Typen.

#### Trilobita.

*Agnostus* BRONG. 28 Sp. u. Var., darunter die europäischen *laevigatus*, *gibbus*, *rex* etc.

Bemerkenswerth ist, dass die Reihenfolge, in welcher die verschiedenen Gruppen auftreten — *regii*, *fallaces*, *longifrontes*, *parvifrontes*, *laevigati* — im Wesentlichen der für Europa gültigen entspricht.

*Microdiscus* EMMONS. 5 Sp., darunter *punctatus* SALT. **Kayser.**

**E. Toll:** Über die Verbreitung cambrischer und unter-silurischer Ablagerungen in Sibirien. Russisch. (Verh. d. kais. mineral. Ges. zu St. Petersburg. (2.) 33. 1. Lief. 273. 1895.)

Das Verdienst, zuerst auf die Anwesenheit des Cambrium in Sibirien hingewiesen zu haben, gebührt dem Akademiker FR. v. SCHMIDT, der aus dem Gebiete des Olenek-Flusses je eine Art der Gattungen *Agnostus*,

*Liostracus* und *Anomocare* bekannt gemacht hat. Über die Verbreitung und Lagerung des sibirischen Cambrium aber war bis jetzt nichts Näheres bekannt. Um so erfreulicher ist, dass die im Besitze der Petersburger Akademie befindlichen Aufsammlungen älterer und neuerer Forschungsreisender, insbesondere von TSCHÉKANOWSKY und LOPATIN, den Verf. in den Stand gesetzt haben, die Lücke unserer Kenntnisse wenigstens in etwas auszufüllen.

Im Flussgebiete der Unteren und der Steinigen Tunguska und ebenso die Lena abwärts bis gegen Olekminsk herrschen rothe, sandige Schichten, die zuoberst mitunter Gyps und Salz führen. Reste von *Asaphus* und von *Phacops* aus der Gruppe des *sclerops*, zahlreiche Beyrichien und Primitien weisen auf ein untersilurisches Alter dieser überall flach gegen SW. geneigten Schichten hin. Erst unweit Olekminsk treten ältere Ablagerungen auf, um mit fast wagerechter Lagerung bis gegen Jakutsk fortzusetzen, wo selbst die grosse mesozoische Transgression beginnt. Es sind hellgraue Kalke und Mergel mit *Microdiscus*, *Kutorgina* und *Obolella*, mithin wohl untercambrische Gesteine. Bemerkenswerth ist das Vorkommen hellfarbiger oolithischer Styolithenkalke in dieser Gegend, ganz wie sie auch am Olenek vorkommen. Die oolithoidische Structur des Kalkes rührt sowohl am Olenek wie an der Lena von Foraminiferen her, die mit solchen des baltischen Grünsandes übereinzustimmen scheinen. Verf. spricht daher die Überzeugung aus, dass die Schichten beider Gebiete einem und demselben gewaltigen cambrischen Ablagerungsbecken angehören.

Aus dem Kalkstein von Torgoschinsk hatte seiner Zeit FR. v. SCHMIDT zwei Trilobiten (*Proetus Slatkowskii* und *Cyphaspis sibirica*) als unterdevonisch bezw. hercynisch beschrieben [wir möchten diese Altersbestimmung auch jetzt noch für zutreffend halten]; Verf. hat indess von derselben Örtlichkeit wohl erhaltene Reste einer Form erhalten, die er nur auf die bisher allein aus dem Cambrium bekannte Gattung *Archaeocyathus*, bezw. auf *Coscinocyathus* BORNEM. zurückführen zu können glaubt.

Kayser.

W. C. Brögger: Über die Verbreitung der *Euloma-Niobe*-Fauna (der Ceratopygenkalkfauna) in Europa. (Nyt Mag. f. Naturvidensk. 30. 1896. 164—240.)

Die Schichten der Unterabtheilung 3a KJERULF's im Kristianiagebiet — von unten nach oben Schiefer und Kalk mit *Symphysurus incipiens* (3a $\alpha$ ), Ceratopygenschiefer (3a $\beta$ ) und Ceratopygenkalk (3a $\gamma$ ) — bilden trotz ihrer geringen (nur 5—15 m betragenden) Mächtigkeit einen sowohl in Norwegen wie in Schweden entwickelten, stratigraphisch sehr wichtigen Horizont. Über den jungcambrischen *Dictyonema*-Schiefern (mit *D. flabelliforme*) und den untersilurischen *Didymograptus*- und *Phyllograptus*-Schiefern liegend, schliesst nämlich jene Schichtenreihe eine bemerkenswerthe Mischung von cambrischen und altsilurischen (ordovicischen) Typen ein — so von Trilobiten neben *Cyclograptus*, *Triarthrus*, *Agnostus*, *Ceratopyge* etc. *Ampyx*, *Symphysurus*, *Nileus*, *Niobe*, *Megalaspides* etc.

Man weiss schon lange, dass die *Didymograptus*-Schiefer eine kosmopolitische (Europa, Nordamerika, Australien), die *Dictyograptus*-Schiefer wenigstens eine sehr grosse (Balticum, Skandinavien, England, Belgien, Canada) Verbreitung besitzen. Was aber die zwischenliegende Schichtenfolge betrifft, so kannte man sie bisher mit Sicherheit nur aus Skandinavien.

Verf. hat zwar schon in einer früheren Arbeit auf die nahen faunistischen Beziehungen des charakteristischen Gliedes jener Folge, des Ceratopygenkalkes oder der *Euloma-Niobe*-Faunen, mit den „Lower Pogonip“-Schichten von HAGUE und WALCOTT im Eureka-Districte Nevadas und Utahs, dem „Upper Potsdam“ HALL's in Wisconsin etc. und der Abtheilung N der „Quebec group“ von BILLINGS in Newfoundland und bei Point Levis aufmerksam gemacht; andere dringende Arbeiten hinderten ihn aber, die Sache weiter zu verfolgen, bis endlich ein paar neuere Arbeiten BERGERON's über die Fauna von Caunes und St. Chinian in Languedoc ihn veranlassten, wieder auf den Gegenstand zurückzukommen.

Der erste Theil der wichtigen, von einer ungemein gründlichen Kenntniss der in Betracht kommenden Faunen zeugenden Abhandlung ist der kritischen Revision der von BERGERON beschriebenen südfranzösischen Fauna gewidmet. Es wird gezeigt, dass:

*Calymenopsis Filacovi* MUN.-CHALM. u. BERG. ein *Euloma* ist;

*Dictyocephalites Villebruni* BERG. zu *Harpides* gehört;

*Amphion Escoti* BERG. nahe verwandt oder ident ist mit *Amphion primigenius* ANG.;

*Ogygia Ligniersi* BERG. eine *Niobe*, vielleicht ident *insignis* LINRS. ist;

*Aeglina Sicardi* BERG. ein *Symphysurus*, vielleicht nur Varietät von *S. angustatus* BOECK ist;

*Asaphelina Miqueli* BERG. eine neue Asaphiden-Gattung darstellt, während

*Asaphelina Barroisi* M.-CH. u. B. verwandt ist mit einigen nordischen, früher zu *Dicelocephalus* gerechneten Arten, für die der neue Gattungsnamen *Dicelocephalina* vorgeschlagen wird;

*Dicelocephalus? Villebruni* BERG. wahrscheinlich eben dieser selben neuen Gattung angehört;

*Megalaspis Filacovi* M.-CH. u. B. wahrscheinlich BRÖGGER's Gattung *Megalaspides* zuzurechnen ist, während endlich

*Agnostus ferralensis* BERG. und

*Bellerophon Öhlerti* BERG. unmittelbar auf zwei Arten des Ceratopygenkalkes zu beziehen sind.

Sämmtliche Formen (mit Ausnahme der im Kristianiagebiete fehlenden neuen Gattung *Asaphelina*) gehören Gattungen an, die Charaktergestalten des Ceratopygenkalkes sind. Einige Arten scheinen sogar mit solchen dieses Kalkes specifisch übereinzustimmen. Daraus ergibt sich, dass die genannte französische Fauna so nahe Beziehungen zum nordischen Ceratopygenkalk bietet, wie keine andere ausserhalb Skandinaviens.

Im zweiten Theile der Abhandlung sucht Verf. die Aequivalente der *Euloma-Niobe*-Fauna in anderen Ländern auf.

Eine grosse Ähnlichkeit mit den norwegischen Zonen 3a $\alpha$  und 3a $\beta$  zeigen die „Shineton Shales“ in Shropshire mit *Agnostus Sidenbladhi* LINRS., *Euloma ornatum* ANG., *Parabolinella limitis* BRÖGG. u. a. Arten. Bemerkenswerth sind auch ein paar (in Norwegen nicht vertretene) Trilobiten, welche die fraglichen Ablagerungen mit der unten zu erwähnenden Fauna von Hof verknüpfen: *Asaphellus Homphrayi* SALT., nahe verwandt mit *Asaphus Wirthi* BARR., und *Lichapyge cuspidata* CALL., kaum verschieden von *Lichas primulus* BARR.

Auch die „Lower und Upper Tremadoc beds“ von Nord-Wales sind gute Aequivalente der *Euloma-Niobe*-Fauna. Erstere enthalten *Niobe Homphrayi* SALT. (wahrscheinlich ident *insignis* LINRS.), *Asaphellus affinis* SALT. (wenig verschieden von *A. Homphrayi* SALT.), *Symphysurus*, *Dicelocephalina*, vor allem aber die so bezeichnenden *Apatocephalus* und *Euloma*; die letzteren *Niobe*, *Asaphellus Homphrayi*, mehrere *Parabolinellen* etc.

Viel geringer ist die Übereinstimmung der von HICKS beschriebenen Tremadoc-Bildungen von St. Davids in Süd-Wales, die von charakteristischen Trilobiten nur *Asaphellus* und *Neseuretus*, daneben aber eine reiche Zweischalerfauna von jüngerem Gepräge einschliessen. Verf. betrachtet diese Schichten, die gleich den Tremadoc-Bildungen von Nord-Wales eine Mächtigkeit von über 300 m aufweisen, als eine Seichtwasserfacies der norwegischen Abtheilung 3a.

Sehr innige Beziehungen bietet weiter die zuerst durch BARRANDE bekannt gewordene Fauna der Leimitz-Schichten von Hof im Fichtelgebirge. Unter den 18 von BARRANDE-beschriebenen, sich aber in Wirklichkeit auf etwa 10 reducirenden Arten finden sich nämlich die Gattungen *Euloma*, *Niobe* und *Lichapyge*. Zwei Arten sind kaum verschieden von solchen des Kristiania-Gebietes. „Es ist eine echte *Euloma-Niobe*-Fauna mit nur ganz wenigen eigenthümlichen Formen.“

Bei dieser nahen Übereinstimmung der genannten fichtelgebirger Fauna mit der des Ceratopygenkalkes ist es sehr auffallend, dass im benachbarten böhmischen Silur kein näher entsprechender Horizont nachweisbar ist. BARRANDE's tiefste untersilurische Zone, D1 $\alpha$ , ist fast fossilfrei. D1 $\beta$  steht sehr wahrscheinlich dem Unter-, D1 $\gamma$  dem Mittel- und Ober-Arenig gleich. Es ist aber sehr bemerkenswerth, dass die letztgenannte Zone, obwohl sicher weit jünger als die *Euloma-Niobe*-Fauna, trotzdem noch einige Abkömmlinge derselben aufweist, wie *Asaphellus (Ogygia) desiderata* BARR., *Megalaspides (Asaphus) alienus* B., *Symphysurus (Illaenus) calvus* B., *Platypeltis (Illaenus) puer* B.

Die Trilobitenfauna von Iglesias auf Sardinien, aus der MENEGHINI unter anderem *Psilocephalus* und *Platypeltis* beschrieben hatte, kann nicht mit dem nordischen Ceratopygenkalk verglichen werden, sondern ist viel älter (wahrscheinlich mittelcambrisch).

In Nordamerika dagegen bietet besonders die Zone N der durch die Arbeiten von BILLINGS bekannt gewordenen „Levis-Formation“ Canadas und Newfoundlands eine sehr ansehnliche Zahl von Formen

der *Euloma-Niobe*-Gattung, wie *Niobe*, *Euloma*(?), *Apatoccephalus*, *Triarthrus*, *Harpides* u. a., sodass hier wahrscheinlich ein Analogon vorliegt. Vielleicht gilt dies auch für die „Lower Pogonip“-Ablagerungen Nevadas, die ebenfalls *Apatoccephalus*, *Euloma* u. a. einschliessen.

Die *Dorypyge*-Schichten von Wu-lo-pu in China endlich, die DAMES dem Ceratopygenkalk gleichstellte, sind nach BRÖGGER erheblich älter, wahrscheinlich mittelcambrisch.

Wie Verf. im Schlusscapitel der Arbeit ausführt, ergibt sich aus seinen Forschungen mit Sicherheit, dass in Europa zu Beginn der unter-silurischen Zeit ein einheitliches Absatzbecken mit einheitlicher Fauna sich vom nördlichsten Schweden, vom 65.° n. Br., bis nach Wales, Hof und St. Chinian, d. h. bis zu 43° n. Br. erstreckte, während östlich davon bis jetzt keine der *Euloma-Niobe*-Fauna entsprechenden Ablagerungen bekannt sind. Die Temperatur des Meeres kann in der ganzen bezeichneten Ausdehnung kaum wesentlich verschieden gewesen sein.

Die Frage, ob die *Euloma-Niobe*-Fauna besser zum Cambrium oder zum Untersilur gerechnet werden solle, beantwortet Verf. entschieden in letzterem Sinne. Bestimmend ist für ihn namentlich, dass unmittelbar über dem *Dictyonema*-Schiefer die erste reichere Graptolithenfauna, die ersten Asaphiden (*Symphysurus*) und bald darauf auch die ersten Cephalopoden (*Orthoceras atavus* BR., im Ceratopygenkalk) auftreten.

Kayser.

---

## Devonische Formation.

**John M. Clarke:** The stratigraphical and faunal relations of the Oneonta sandstones and shales, the Ithaca and the Portage groups in central New York. Mit 2 geol. Übersichtskarten und zahlreichen Landschaftsbildern. (Geol. Surv. of New York, 15. Ann. report of the State Geologist. 1895. 31—81<sup>1</sup>.)

Im Anschluss an frühere Arbeiten (13. report. 1. 529) behandelt Verf. hier die interessanten Verhältnisse, die sich im centralen Theile des Staates New York (in den Grafschaften Chenango, Cortland, Tompkins, Schuyler und Yates) innerhalb des älteren Oberdevon oder der Portage-Gruppe geltend machen. Über einer Unterlage von Mitteldevon (Hamilton) und tiefstem Oberdevon (Tully limestone und Genesee slates, welches letztere aber nur stellenweise entwickelt ist) treten hier zwei ganz verschiedene Faunen auf: eine östliche, einheimische, wesentlich an sandige Gesteine gebunden, aus einer Umprägung der älteren Hamilton-Fauna hervorgegangen, die Ithaka-Fauna, und eine westliche, offenbar von W. her eingewanderte, an schieferig-mergelig-(kalkige) Gesteine geknüpfte, die Portage- oder, wie Verf. sie lieber bezeichnet sehen will, die Naples-

---

<sup>1</sup> Zugegangen gegen Ende 1898.

Fauna. Die letztere hat den kosmopolitischen Charakter einer pelagischen Fauna des älteren Oberdevon: sie setzt sich besonders aus Manticoceren und Gephyroceren, Tornoceren, Bactriten, einer (*Cyrto-*) *Clymenia* etc. und aus dünnchaligen Cardioconchen (Arten von *Cardiola*, *Buchiola*, *Lunulicardium* etc.) zusammen; die Ithaka-Fauna dagegen (wie gesagt, nur eine wenig veränderte Hamilton-Fauna, was besonders für die untere Hälfte der Schichtfolge, die mehr schieferigen unteren Ithaka-Schichten gilt, während die oberen, mehr sandigen, durch *Spirifer mesastrialis* ausgezeichneten, oberen Ithaka-Schichten, auf die H. S. WILLIAMS den Namen Ithaka beschränkt sehen wollte, schon verschiedene Chemung-Anklänge zeigen), besteht vor allem aus Brachiopoden (*Sp. mucronatus*, *Athyris spiriferoides*, *Cyrtina hamiltonensis*, *Tropidoleptus carinatus* etc.), dickschaligen Zweischalern (*Modiomorpha*, *Grammysia*, *Goniophora*, *Palaeoneilo*, *Actinopteria* etc.), Trilobiten (*Homalonotus Dekayi*, *Phacops rana*) u. a.

Der Übergang der einen Bildung in die andere erfolgt in der Gegend zwischen dem Ceneca- und Keuka-See und findet, wie in einem Idealprofil auf S. 62 dargestellt ist, mittelst auskeilender Wechsellagerung statt. In den Profilen dieser Gegend kann man, wie schon H. S. WILLIAMS beschrieben hatte, ein wiederholtes Ineinandergreifen von Ithaka- und Naples-Schichten beobachten.

Wie aber in der genannten Gegend Ithaka- und Naples-Schichten durch auskeilende Wechsellagerung miteinander verknüpft sind, so weiter im O., in der Cortland county, auch die Ithaka-Schichten und die Oneonta-Sandsteine und -Schiefer. Während nämlich diese letzteren, durch lebhaft rothe und grüne Farben ausgezeichneten, nahezu fossilfreien, offenbar in der Nähe eines alten Küstenrandes abgelagerten Bildungen im O. des Chenango-Thales überall ein constantes Glied zwischen Ithaka- und Portage-Schichten bilden, so keilen sie sich im W. des genannten Thales rasch aus, um den Ithaka-Schichten, in die sie gleich einem Keil hineinragen, Platz zu machen. Die Oneonta-Schichten stellen somit eine dritte Facies des älteren Oberdevon oder der Portage-Bildungen jenes Gebietes dar.

Kayser.

**Charles Prosser:** The classification and distribution of the Hamilton and Chemung series of Central and Eastern New York. Part I. Mit 1 geol. Übersichtskarte und vielen Landschaftsbildern. (Geol. Surv. of New York. 15. Report of the State Geologist. 1895<sup>1</sup>. 87—222.)

Die Arbeit stützt sich auf Begehungen des Gebietes zwischen dem Chenango-Thale im W. und Albany (am Hudson) im O., die der mit den devonischen Ablagerungen im Staate New York und östlichen Pennsylvanien seit vielen Jahren vertraute Verf. im Sommer 1895 ausgeführt hat, und bringt eine Fülle sorgfältiger Beobachtungen über die petrographische Zusammensetzung und den Fossilinhalt der ganzen Schichtenfolge an den

<sup>1</sup> Zugegangen gegen Ende 1898.

wichtigsten Aufschlussstellen. Zu diesen gehören namentlich die im Chenango-Thale. Ein generalisirtes Profil für dieses ergibt von oben nach unten folgende Reihe:

Chemung . . . . .	1200'
Oneonta . . . . .	550'
Ithaka . . . . .	500'
Sherburne . . . . .	250'
Genesee u. } . . . . .	25'
Tully }	
Hamilton u. } . . . . .	1500'?
Marcellus }	

Auf der Karte sind nur unterschieden: Hamilton, Sherburne nebst Ithaka, Oneonta und Chemung.

Die Grenze zwischen Hamilton- und Chemung-Schichten — unter welchen letzteren hier in erweitertem Sinne sämmtliche oben genannten Glieder vom Sherburne an aufwärts verstanden werden — ist überall, wo der Tully-Kalk (mit *Rhynchonella venustula* HALL = *cuboides* Sow.) entwickelt ist, leicht zu ziehen. Wo er und der Genesee-Schiefer fehlen, wie im westlichen New York, ist die Scheidung schwieriger, aber doch durchführbar, da *Rh. venustula* auch dann noch vorhanden zu sein pflegt.

Der von VANUXEM stammende Name „Sherburne flagstone“ bezieht sich auf dünnschichtige bläuliche Sandsteine und Mergel, die im centralen und westlichen New York an der Basis der Portage-Bildung entwickelt sind und eine noch kaum veränderte Hamilton-Fauna einschliessen. Etwas stärker ist deren Umprägung in den darüber folgenden versteinerungsreichen Ithaka-Bildungen (s. das vorige Ref.).

Kayser.

## Carbonische Formation.

**Wheulton Hind:** On the Subdivisions of the Carboniferous Series in Great Britain, and the true Position of the Beds mapped as the Yoredale series. (Geol. Mag. 1897. 159 u. 205.)

Der Geological Survey Englands hat die Bezeichnung „Carboniferous limestone Series“ eingeführt für die ganze Schichtenfolge von der Basis des Carbon bis zum Millstone Creek, während PHILLIPS diesen letzteren noch einbegriffen hat in die von ihm mit dem gleichen Namen bezeichnete Abtheilung des Carbon. In diese Stufe sind einbegriffen nicht nur die wechsellagernden Sandsteine, Schiefer und Kalke der nördlichen Gebiete, sondern auch die Hauptkalksteine mit den darüber lagernden Schiefnern und Sandsteinen in SW.-Yorkshire, Derbyshire etc. Obwohl beide die gleiche stratigraphische Stellung einnehmen, sind sie lithologisch und palaeontologisch wesentlich verschieden, und hier liegt der Schlüssel für die Gliederung des Carbon in England. PHILLIPS hatte den Namen Yoredale series für eine der Hauptabtheilungen des Systems gebraucht, obwohl

er nur anwendbar ist für eine örtliche Ausbildung gewisser Schichten in Wensleysdale etc. Ein Vergleich zahlreicher Profile zeigt, dass nach N. hin terrigene Sedimente sich einschieben und anwachsen, der Kalk dagegen auskeilt. Die Yoredale-Schichten von Wensleysdale sind danach nur die Aequivalente des oberen Kohlenkalkes, während die sogen. Yoredale-Schichten in S.-Yorkshire, Lankashire und Derbyshire über diesem liegen. Die palaeontologischen Befunde stehen hiermit durchaus im Einklang. Die letztgenannten Schichten enthalten eine mit der der Gannister beds im Wesentlichen übereinstimmende Fauna, während die Yoredale-Schichten in Wensleysdale eine Kohlenkalkfauna führen. Erstere sollten daher zum Millstone Creek gezogen werden. Im englischen Carbon existiren drei verschiedene Molluskenfaunen:

1. die der Coal measures, eine Süßwasserfauna mit den Gattungen *Carbonicola*, *Anthracomya* und *Najadites*,
2. die der unteren Coal measures und Gannister beds, eine littorale, aber marine Fauna, mit *Aviculopecten*, *Posidoniella*, *Goniatites*, *Orthoceras*, *Nautilus* und eigenthümlichen Gastropoden,
3. die Kalkfauna, rein marin, mit Korallen, Polyzoen, sehr vielen Brachiopoden, mit *Pecten*, *Avicula*, *Edmondia*, Gasteropoden (*Euomphalus*, *Pleurotomaria*, *Murchisonia*, *Loxonema*), Cephalopoden, Crinoiden und Fischen.

Das carbonische System wird in Europa und Amerika nach dem Verf. am besten in 2 Glieder getrennt, ein oberes, die Upper Carboniferous or Anthraciferous series, mit den Faunen 1 und 2, und ein unteres, die „Lower Carboniferous or Calcareous series“ mit Faunâ 3. Die Faunen 1 und 2 sind in eine Series vereinigt, da sich eine Grenzlinie nicht ziehen lässt. Diese Gliederung steht im Einklang mit der, die R. KIDSTONE nach den Pflanzenresten gemacht hat.

**Holzapfel.**

---

**G. H. Morton:** The Range of the Species in the Carboniferous Limestone of North Wales. (Geol. Mag. 1897. 132.)

In Nord-Wales zeigt der Kohlenkalk vier wohl charakterisirte Glieder, den unteren braunen Kalk, den mittleren weissen, den oberen grauen und den oberen weissen Kalk. Die Vertheilung der Arten in diesen Abtheilungen ist in verschiedenen Gebieten eine verschiedene, wie an der Hand von Listen von 3 Stellen gezeigt wird, in denen auch die relative Häufigkeit der Arten berücksichtigt ist, da nur die häufigen Arten zur Bezeichnung einer Zone zu verwenden sind. Unter den zahlreichen häufigen Arten ist keine, welche auf einen Horizont innerhalb der oben angegebenen Hauptabtheilungen beschränkt wäre. Insbesondere erscheint *Productus giganteus* im unteren braunen Kalk, und sehr grosse Exemplare findet man 50' über der Basis. Die Art geht durch den ganzen Kohlenkalk, und Tausende von Exemplaren sieht man in dem oberen grauen Kalk. Die oberen Schichten des Kohlenkalkes in Nord-Wales sind jünger als die in Derbyshire und Yorkshire.

**Holzapfel.**

## Triasformation.

**B. S. Lyman:** Some New Red Horizons. (Proc. Amer. Phil. Soc. Philadelphia. 33. 192—216. 1894.)

Verf. giebt eine Zusammenstellung aller Versteinerungen, welche in den östlichen Vereinigten Staaten im sogen. New red sandstone gefunden wurden. Die Mächtigkeit desselben beträgt bis zu 51 000 feet, d. i. 15,75 km, aber FRAZER in seinen Remarks zu dieser Arbeit (S. 216) betont, dass als „New red“ hier alle Ablagerungen vom Perm bis an den Lias bezeichnet würden, wie denn dieser New Red auch zum grossen Theil nicht aus Sandsteinen, sondern aus Schiefeln besteht. Verf. hebt indessen hervor, dass alle die Versteinerungen, aus denen man ein jurassisches oder triassisches oder rhätisches Alter habe ableiten wollen, nur aus den Gwynedd-Schiefeln herkommen.

Branco.

**G. Rovereto:** Sulla stratigrafia della Valle del Neva (Liguria occidentale). (Boll. Soc. Geol. Ital. 16. 77—91. 1897.)

Im Thalgebiet des Neva, der bei Albenga an der Riviera di Ponente zwischen Savona und Bordighera in einen alten pliocänen Golf mündet und diesen z. Th. aufgefüllt hat, kommen mesozoische Kalke vor, in denen es gelang, Triasfossilien neuerdings nachzuweisen. Das Liegende ist Perm-carbon, und zwar eine aus anthracitführenden und eine aus Sericitschiefeln zusammengesetzte Schichtenserie. Dann folgen Quarzitlinsen und über diesen veränderte Kalke aus dem mittleren Muschelkalk. Es sind Cipoline oder Rauchwacken. In den letzteren sind Crinoiden und Brachiopoden der *Trinodosus*-Zone angetroffen (*Encrinus liliiformis*, *granulosus*, *Dadocrinus gracilis*, *Spirigera trigonella*). Der obere Muschelkalk besteht aus krystallinen, z. Th. mehligten Kalken mit kleinen Gastropoden, und ist speciell bei dem Orte Balestrino reicher an Fossilien (*Diplopora annulata*, cf. *Benecke*, *Naticella sublineata*, *Atractites* sp.). Doch bestehen in diesen Schichten Beziehungen zur ladinischen Gruppe. Discordant folgt auf diesen Muschelkalk das Rhät mit einigen Aviculiden, Pecten- und Terebratel-formen, dann Crinoidenkalke des Jura, schliesslich Eocän aus Schieferthonen und Kalken bestehend, welches sich in seiner Facies zwischen diejenigen der benachbarten Thäler einordnet. Doch scheint das Untereocän zu fehlen und die Schiefer direct auf den jurassischen Sedimenten zu liegen.

Deecke.

## Juraformation.

**J. F. Pompeckj:** Palaeontologische und stratigraphische Notizen aus Anatolien. I. Der Lias am Kessik-tash, W. von Angora, nebst Bemerkungen über die Verbreitung des Lias im ostmediterranen Juragebiet. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 49. 1897. 713—828. Mit 3 Tafeln.)

In Kleinasien ist das Vorkommen von Jura bisher nur in den Gebieten von Balyk-Kojundji und Mudurlu, westlich und nordöstlich von Angora, durch TSCHIHATSCHEFF sichergestellt. Die von hier bekannt gemachten Versteinerungen: *Ammonites tortisulcatus*, *arduennensis*, *plicatilis*, *tatricus* (*Demidoffi*) verweisen auf Oxford. Die in der vorliegenden Arbeit behandelten, von E. NAUMANN und K. ESCHERICH aufgesammelten Versteinerungen stammen aus dem Gebiete von Balyk-Kojundji und erschliessen daher kein neues Juragebiet Kleinasiens, aber sie bestimmen das Vorkommen mehrerer Horizonte des in Anatolien bisher unbekanntes Lias und ergeben Anhaltspunkte für die Verbreitung und Chorologie des Lias im Osten des mediterranen Juragebietes.

Die Versteinerungen sind in braunrothem, hartem, dichtem Kalk, zum Theil auch in graufleckigem Mergelkalk nach Art der Adnether Kalke oder des Ammonitico rosso, ferner in graugrünem, hartem, feinsandigem Kalk mit Quarzkörnchen und ziemlich viel Glaukonit erhalten. Der graugrüne Kalk enthält zertrümmerte Molluskenschalen, zerbrochene Radiolarien, Foraminiferen und Spongien. Ein Handstück rothbraunen Kalkes mit *Pentacrinus*-Gliedern stimmt mit dem alpinen Hierlatzkalk überein.

Die Untersuchung der Versteinerungen ergab das Vorkommen von Foraminiferen (Textulariden, Rotaliden), Radiolarien (*Heliodiscus*), Spongien, *Pentacrinus* (*Extracrinus*) *laevisutus* n. sp., *Pentacr. goniogenos* n. sp., *Terebratula* sp., *Pleurotomaria* cf. *amalthei* QU., *Phylloceras frondosum* REYN., *Ph. Hebertinum* REYN., *Ph. Alontinum* GEMM., *Lytoceras* verwandt mit *L. amplum* OPP., *Arietites* cf. *rotator* REYN., *Ariet.* cf. *latisulcatus* QU., *Aegoceras* aff. *brevispina* Sow., *Coeloceras limatum* n. sp., *Belemnites* 2 sp.

Durch das Vorkommen von Arieten ist Unterlias sichergestellt, und zwar lassen *Arietites* cf. *rotator* REYN. (aus der Gruppe des *Ariet. rotiformis* Sow.) und *Ariet.* cf. *latisulcatus* ein Aequivalent der Arietenkalke oder der Zone des *Ariet. Bucklandi* erkennen. Die betreffenden Versteinerungen sind in braunrothem Kalkstein erhalten. Für die Vertretung des Mittellias sprechen die beiden Pentacrinen, *Aegoceras* aff. *brevispina*, und namentlich die drei *Phylloceras*-Arten; diese kommen speciell in der Zone des *Amaltheus margaritatus* vor und so nimmt Verf. auch hier die Vertretung dieser Zone an. *Aegoceras* aff. *brevispina* könnte möglicherweise die Vertretung der unteren Abtheilung des Mittellias andeuten. Der Mittellias stellt sich als der fossilreichste Theil des Lias am Kessik-tash dar, er ist als braunrother Mergelkalk, als braunrother, graufleckiger Kalk und als Crinoidenkalk ausgebildet. Der graugrüne, harte, etwas sandige Kalk, aus welchem *Lytoceras* aff. *amplum* OPP. und *Coeloceras limatum* n. sp. stammen, vertritt den Oberlias.

Gesteine und Fauna des Unterlias haben mediterranen Charakter, ebenso erweist sich der Mittellias in petrographischer Hinsicht als vollkommen mediterran. Die Fauna des Mittellias enthält ebenfalls vorwiegend mediterrane Elemente, nur die beiden Pentacrinen aus der Gruppe der Subangularen möchte Verf. bei dem Umstande, als gerade diese Gruppe von Pentacrinen im alpinen Gebiete zu fehlen scheint, als ein mittel-

europäisches Faunenelement auffassen<sup>1</sup>. Auch der Oberlias hat mediterranen Charakter und die Gesteinsausbildung des gesammten Lias von Kessik-tash spricht für Ablagerungen aus grösserer Meerestiefe.

Auf Grund einer sehr sorgfältigen und daher dankenswerthen Zusammenstellung und Discussion sämmtlicher bisher bekannter Liasvorkommnisse im ostmediterranen Juragebiete gelangt Verf., von den Darlegungen von PETER's im Fünfkirchner und Banater Gebiete, von v. MOJSISOVICS und NEUMAYR ausgehend, zu einer interessanten Skizze der Verbreitung von Liasmeer und -land im ostmediterranen Juragebiete. Während NEUMAYR für die Liasperiode das Vorhandensein einer kroatischen Insel, einer thracischen Insel und eine kleine Insel in der südlichen Dobrudscha annahm, stellt POMPECKJ eine einheitliche grosse orientalische Insel auf, die sich im Süden bis Kreta, im Osten über Konstantinopel hinaus erstreckt. Aus Südungarn zieht Land nach Siebenbürgen, zwischen Burzenland und Banat. Für die Osthälfte des Peloponnes ist das Fehlen der Meeresbedeckung zur Liaszeit sichergestellt: Conglomerate und koralligene Ablagerungen des Malm transgrediren in Argos (Nauplia) nach BOBLAYE über Kalksteine der Trias. Im westlichen Theil der Balkanhalbinsel und Griechenlands ist Meer anzunehmen (Lias in Epirus und Korfu), im Osten Griechenlands Festland. Der Verlauf der Küstenlinie hält ungefähr die Mitte zwischen den Vorkommnissen des nicht litoralen Lias (Vinica bei Karlstadt und Epirus) und der Westgrenze des archaisch-palaeozoischen Terrains der Balkanhalbinsel und Griechenlands. Es ist natürlich nicht möglich, auf Einzelheiten hier einzugehen, wir verweisen diesbezüglich auf das Original und beschränken uns auf die Mittheilung des Hauptergebnisses, das Verf. in folgende Worte zusammenfasst:

„Die grosse Landmasse der orientalischen Insel trennte das anatolisch-persische Liasmeer von dem italisch-sicilisch-alpinen Liasmeere bis auf zwei Verbindungsstrassen im Norden und Süden ab und engte das nordalpine Liasmeer zu dem schmalen Arme des ungarisch-siebenbürgischen Meeres ein. Durch das walachisch-bulgarische Becken und durch die Communication im Süden der orientalischen Insel war der Zusammenhang des anatolisch-persischen Liasmeeres mit dem Westen doch ein solcher, dass im Osten keine faunistische Selbständigkeit erzeugt wurde, dass das kleinasiatisch-persische Liasmeer ebenso eine faunistische Fortsetzung des mediterranen Liasmeeres gegen Osten blieb, wie es eine geographische Fortsetzung desselben war.“ Eine faunistisch selbständige krimocaucasische Provinz, wie sie NEUMAYR aufgestellt hat, existirte nach POMPECKJ nicht. Im ungarisch-siebenbürgischen Liasmeere glaubt POMPECKJ eine centrale pelagische und eine nördliche und südliche litorale Zone unterscheiden zu können; jene hat mediterranen, diese haben mitteleuropäischen Charakter.

<sup>1</sup> Die Liascrinoiden des alpinen Gebietes waren bisher noch nicht Gegenstand umfassender Untersuchungen, ich möchte daher den Angaben der Literatur in dieser Hinsicht weniger Vertrauen entgegenbringen als Verf., was allerdings nicht ausschliesst, dass es sich mit dem Mangel der Subangularen im alpinen Gebiete doch so verhält, wie Verf. annimmt. Ref.

Ebenso besteht eine faunistische Verschiedenheit zwischen den pelagischen Liasvorkommnissen alpinen Charakters in Anatolien und Imeretien und den litoralen Liasvorkommnissen mitteleuropäischen Charakters in der Krim, dem Caucasus, Daghestan und in Nordpersien. Die Ursache dieser Differenzen ist nicht in klimatischen Verschiedenheiten zu suchen, dagegen hält es Verf. für denkbar, „dass auf dem Wege durch das wahrscheinlich flache Becken der walachisch-bulgarischen Bucht und durch die Strasse zwischen Dobrudscha und Ostbalkan die Verbreitung der litoralen Faunen längs der weiten Küstengebiete vom schwäbisch-fränkischen Lias bis zu den Ostausläufern des Alburs (resp. in umgekehrter Richtung) stattfinden konnte, während im Süden der orientalischen Insel vorwiegend der Austausch der pelagischen Faunenelemente stattfand.“

Versuche wie der vorliegende können jederzeit auf grosses Interesse zählen. Allerdings kann man sich bisweilen des Gefühles nicht erwehren, dass die Basis zu mancher Schlussfolgerung noch etwas unsicher ist. Neue Funde werden einzelnes ändern, so z. B. der 1897 erfolgte Nachweis von Lias im Donetzbecken, von dem Verf. noch nicht Notiz nehmen konnte. Im vorliegenden Falle dürfte das vom Verf. entworfene Detailbild nach Ansicht des Ref. eine Ergänzung namentlich in der Richtung bedürfen, dass zwischen dem Zustand zur Zeit des Unterlias und dem zur Zeit des Oberlias besser unterschieden wird. Ref. glaubt hervorheben zu sollen, dass er mit den Ausführungen des Verf. in vieler Hinsicht übereinstimmt, in manchen geringfügigeren Punkten aber nicht. Verf. lehnt die Zurückführung der Verschiedenheit alpiner und ausseralpiner Juraentwicklung auf klimatische Differenzen im Sinne NEUMAYR's ab; seit NEUMAYR's grossen Arbeiten sind so viele, seiner Anschauung ungünstige, Thatsachen hervorgekommen, dass diese Ansicht gegenwärtig vielfach verlassen wird. Während aber Verf. wieder auf die Annahme von Faciesdifferenzen zurückgreift, ist Ref., ähnlich wie KOKEN, mehr geneigt, der Configuration von Festland und Meer, mehr oder minder freier oder behinderter Meeresverbindung den entscheidenden Einfluss einzuräumen. *Phylloceras* und *Lytoceras* kommen nicht nur in pelagialen Bildungen vor, wie Verf. annimmt, sie erscheinen in grosser Anzahl in den an Bivalven und Gasteropoden reichen sandigen Kalken der Klausschichten Siebenbürgens, ebenso in den *Murchisonae*-Thonen der Pieninen, in den litoralen Korallenkalken von Stramberg etc. Letztere dürfen genetisch nicht, wie Verf. will, mit den Hierlatzkalken in Parallele gebracht werden, sondern sind wirklich echte Strandriffe, gewiss nicht anders gebildet als die korallenreichen Kalke bei Brünn, Nikolsburg, oder die Felsenkalke der Krakauer Gegend und Frankens. Daneben besteht jedenfalls auch der Einfluss der Facies, er möchte aber nicht in erste Linie zu stellen sein. Auf eine unzutreffende Schlussfolgerung erlaubt sich Ref. aufmerksam zu machen. Verf. schliesst aus der Auflagerung der Oberkreide auf Archäischem, dass das betreffende Gebiet zur Liaszeit trocken war (Rez-Geb. in Westsiebenbürgen). Da der Ablagerung der Oberkreide in den Ostkarpathen eine Faltungs- und Erosionsperiode voranging, so ist dieser Schluss streng genommen nicht zulässig und thatsächlich liegt in

den Ostkarpathen die Oberkreide weithin direct auf dem Archäischen in Gebieten, die bestimmt vom Trias- und Jurameere überzogen waren.

Die ausserordentlich eingehenden und sorgfältigen Darlegungen des Verf.'s werden durch eine Kartenskizze erläutert. Die Versteinerungen sind auf drei Tafeln abgebildet.

V. Uhlig.

**C. Airaghi:** Il Giura tra il Brembo e il Serio. (Atti Soc. Ital. di Sc. Nat. e del Museo civico in Milano. 37. 1897. 46.)

Die vorliegende Arbeit betrifft die Zusammensetzung und Lagerung der Juraformation in den Localitäten Canto Alto, Monte di Nese, Altipiano di Selvino. Die mächtigste Entwicklung erlangt der Unterlias, der bald als dunkelgrauer Kalk, bald als Dolomit und bald als Marmor, ähnlich dem von Saltrio, ausgebildet ist. Der Mittel- und Oberlias sind im Thale des Gionco deutlich unterscheidbar, am Canto Alto dagegen zeigt der mittlere Lias nach oben und unten allmähliche Übergänge. Am Monte di Nese erscheint er als compacter rother Kalk. Der Oberjura ist, wie bekannt, wenig mächtig, aber scharf trennbar. Die bathonische Transgression wird vom Verf. nicht anerkannt. Die Arbeit enthält ein Verzeichniss der Versteinerungen und zwei Profile.

V. Uhlig.

## Kreideformation.

**A. Bittner:** Über ein Vorkommen cretaceischer Ablagerungen mit *Orbitolina concava* LAM. bei Lilienfeld in Niederösterreich. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1897. 216—219.)

Während in dem bayerischen Theil der Nordkalkalpen zwischen Lech und Salzach *Orbitolina concava*-führende Schichten sehr verbreitet sind, ist in dem österreichischen Theile bisher nur ein loser Block dieses Gesteins in der Brühl bei Mödling nächst Wien gefunden worden. Gelegentlich seiner heurigen Aufnahme entdeckte Verf. nun unter sehr verwickelten Lagerungsverhältnissen am rechten Traisengehänge über der Haltestelle Marktl bei Lilienfeld Schichten mit *O. concava* anstehend. Ausserdem fanden sich darin spärliche Reste von Ostreen, *Pectines*, *Janira*, *Serpula* und Korallen. Mit den Gosau-Bildungen, welche weiter südlich davon mächtig entwickelt sind, scheinen diese Orbitolinengesteine ausser jedem Zusammenhange zu stehen. Hervorzuheben ist, dass im Schwechat-Thale zwischen Alland und Groisbach gleichfalls Gesteine mit *O. concava* oder doch einer dieser äusserst nahe stehenden Art Verf. seit 1878 bekannt sind und von STUR gelegentlich seiner Begehungen für die Herausgabe der Umgebungskarte von Wien genauer kartirt worden sind.

Joh. Böhm.

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

—, The Jurassic Formation on the Atlantic Coast. (Ibid. 433—447; 4. 805. Dec. 1896.)

—, The Age of the Wealden. (Ibid. 1. 234.)

—, The Jurassic Formation on the Atlantic Coast. Supplement. (Ibid. 6. 105—115. August 1898.)

Die angeführten Arbeiten gehören so eng zusammen, dass sie hier gemeinschaftlich besprochen werden können. Die erste betrifft die Zusammensetzung der Block-Insel, eines in der Fortsetzung von Long Island gelegenen Eilandes, das bisher als Theilstück der glacialen Endmoräne Nordamerikas angesehen wurde. Wie sich Verf. überzeugen konnte, bildet aber die Moräne in Wirklichkeit nur einen Überzug und der Untergrund besteht aus stark gestörten Thonen und Sanden, die vom Verf. der Potomac-Formation zugeschrieben werden; die Potomac-Formation selbst aber möchte Verf. als jurassisch ansprechen.

In der zweiten Arbeit wird die Aufstellung jurassischen Alters für die Potomac-Formation näher begründet. Man hat bisher angenommen, dass die Jura-Formation im Atlantischen Küstengebiet der Vereinigten Staaten fehle. Die hier auftretende Süsswasserablagerung, die bunten Thone und Sandsteine der Potomac-Formation, die zwischen Washington und Baltimore typisch ausgebildet ist, sich aber von da weit nach Süden und Norden erstreckt und eine auffallende Ähnlichkeit mit den berühmten *Atlantosaurus*-beds des Westens hat, galt bisher im Allgemeinen als cretaceisch. Verf. hat dagegen schon in seiner ersten Veröffentlichung über die Reptile der Potomac-Formation auf den jurassischen Charakter namentlich der Sauropoden hingewiesen und findet nun diese Anschauung durch neuere Entdeckungen nur bestätigt. Die Sauropoden der Potomac-Bildung sind durchwegs kleine Formen. Diese kleinen Pleurocoelidae des Ostens könnten wohl als Vorfahren der riesigen Atlantosauren des Westens angesehen werden, aber nicht umgekehrt. Auch die übrigen Wirbelthiere der Potomac-Bildung zeigen jurassischen Typus. Lias scheint in der Potomac-Formation nicht vertreten zu sein und die obersten Lagen dieser Formation mögen, entsprechend den Dakota-Sandsteinen des Westens, vielleicht schon der Kreide angehören.

Die Potomac-Formation streicht aus dem typischen Gebiete in Maryland südlich bis nach Nord-Carolina und bis zur Golfküste, nördlich bis zum Delaware. Die Nordküste von Long Island, Block-Island und Martha's Vineyard bestehen aus dieser Bildung. Besonders in Gay Head auf Martha's Vineyard ist die Übereinstimmung mit den Potomac hills in Maryland und den Como bluffs in Wyoming eine vollständige, und hier liegt demnach die lang vermisste Jura-Formation der Atlantischen Küste vor.

Dieser Anschauung scheinen die Pflanzenreste der Potomac-Formation zu widersprechen. Verf. versucht die aus diesen Resten gezogenen Schlüsse zu entkräften und verbreitet sich in diesem Zusammenhange auch über das Alter des europäischen Wealden, den er ebenfalls für spätjurassisch

erklärt. Wir werden die Wealdenfrage noch weiter unten berühren. Die Pflanzenreste der Potomac-Formation bilden nach MARSH kein Hinderniss, diese als jurassisch anzusehen, wofür auch die Lagerung der Formation zwischen Trias und Kreide spreche. Über den Süßwasserablagerungen der Potomac-Formation folgt der marine Grünsand, der als eine Tiefseebildung aufgefasst wird, da Glaukonit in den Meeren der Jetztzeit nur in grosser Tiefe entsteht. So musste vor Ablagerung des Grünsandes nicht nur die Barre entfernt werden, die das Atlantische Meer von den Potomac-Lagunen abhielt, sondern auch eine starke Senkung eintreten. Zum Schluss kommt MARSH nochmals auf die Wirbelthierfauna zurück und hebt hervor, dass die Potomac-Schichten in Maryland dieselbe jurassische Wirbelthierfauna enthalten, wie die *Atlantosaurus*-beds des Westens. Die Gattung *Pleurocoelus* ist gemeinsam. Fünf verschiedene Reptil-Ordnungen sind vertreten, von Dinosauriern die Sauropoda, Theropoda und Plaudentata, ferner Crocodilia und Testudinata.

Im „Supplement“ sucht Verf. in lebhafter Weise die Einwürfe zu entkräften, die von verschiedener Seite seiner Anschauung entgegengehalten wurden. Er gelangt zu dem Schlusse, dass bisher gegen seine Ansicht nichts Entscheidendes vorgebracht wurde. Was nun das Alter des europäischen Wealden betrifft, so betrachtet MARSH auch diese Ablagerung für jurassisch, und zwar wegen des jurassischen Charakters der Reptilienfauna, der bei der Vergleichung mit den Reptilen der Rocky Mountains deutlich hervorkomme. Seit Verf. diese Ansicht ausgesprochen, hat SMITH WOODWARD auch der Fischfauna des Wealden jurassischen Charakter zuerkannt<sup>1</sup>.

Die Ansichten von MARSH über die Potomac-Formation sind interessant und zu beachten, aber die Art und Weise, wie er die Bedeutung fossiler Pflanzenreste auffasst, muss Bedenken erregen. Man kann nicht gut so grossen und merkwürdigen Floren, wie sie die Potomac-Schichten enthalten, jegliche Bedeutung für die geologische Altersbestimmung absprechen, zugleich aber das Vorkommen von Cycadeenstämmen in drei Ablagerungen (engl. Purbeck, Potomac, Black hills) als beweisend für das gleiche geologische Alter derselben hinstellen, wie das MARSH thut. Was aber den Wealden betrifft, so steht vor Allem fest, dass er z. Th. eine Relicten-Fauna und -Flora enthält und als lacustre oder Süßwasserbildung zwischen marine Ablagerungen eingeschaltet ist. Da die geologische Chronologie des europäischen Mesozoicum hauptsächlich auf marinen wirbellosen Thieren beruht, so muss das geologische Alter des Wealden vor Allem nach den darunter und darüber liegenden Meeresbildungen beurtheilt werden, und diese verweisen den Wealden bestimmt in die Unterkreide. V. Uhlig.

---

<sup>1</sup> Dass die jurassische marine Fischfauna in den Wealden-Gewässern ihre Zuflucht gefunden hat, wie S. WOODWARD angiebt, hat E. KOKEN in seiner „Vorwelt“ von einem allgemeineren Gesichtspunkte dargelegt. Ref.

## Tertiärformation.

**O. van Ertborn et G. Velge:** Le Puits artésien de Westerloo. (Ann. Soc. géol. de Belgique. Bull. 24. 2. XCI.)

Bei Brüssel sind in neuester Zeit auf der geologischen Karte unterschieden worden: Wemmeliën (Sand mit *Nummulites wemmeliensis*), Lédien (Sand mit *N. variolaria*), Mitteleocän (Sand mit *N. Heberti*) und Kies mit gerollten *N. laevigata*. In einem Bohrloche bei Westerloo wurden nun von 138—142 m Tiefe Geröllelagen mit *N. wemmeliensis* und gerollten *N. variolaria* angetroffen, so dass hier ein Lédien nicht unterschieden werden kann; dann folgen 25—30 m Sande und Kalksandsteine mit vereinzelt *N. variolaria*, sowie *Pecten corneus*, *P. plebejus*, *Orbitolites complanata*, Formen des Laekenien, und in diesem haben die Verf. jetzt auch *Nummulites variolaria* gefunden, desgleichen auch in den Gerölleschichten mit *N. variolaria* des Lédien von St. Gilles etc. mit gerollten *N. variolaria* mehrere *N. wemmeliensis*. Es ist daher Leitform für das Laekenien nicht *N. Heberti*, sondern *N. variolaria*, und das Lédien mit dem Wemmeliën zu vereinigen.

von Koenen.

---

**Edouard Harlé:** Un gisement de mammifères du Miocène supérieur à Montréjean (Haute-Garonne). (Bull. Soc. Géol. de France. (3.) 25. 1898. 901.)

In einer Thongrube bei Montréjean fanden sich: *Mastodon longirostris* KAUP (Zähne), *M. turicensis* SCHINZ (Zähne), *Dinotherium giganteum* (Zähne), *Rhinoceros* sp., *Sus palaeochoerus* KAUP, *Hyaemoschus crassus* LARTET, *Cervus* sp., *Castor Jaegeri* KAUP, so dass diese Schichten an den Schluss des Miocän oder den Anfang des Pliocän zu stellen sind.

von Koenen.

---

**N. Andrussow:** Fortschritte im Studium der tertiären Ablagerungen in Russland im Jahre 1896. Literaturübersicht mit kritischen Bemerkungen. (Ann. géol. et minéral. de la Russie. 2. Liv. 6. 1898.)

In dem von N. KRICHTAFOWITSCH herausgegebenen geologischen Jahrbuch von Russland giebt Verf. in russischer sowohl wie in deutscher Sprache eine Übersicht über die Fortschritte der geologischen Forschungen im Bereiche der Tertiärformation in Russland. Nicht nur die speciellen, nur auf das Tertiär Bezug habenden Arbeiten werden behandelt, sondern auch Theile anderer Arbeiten, soweit sie sich auf das Tertiär beziehen. Die Anordnung und Behandlung des Stoffes ist eine ähnliche wie in dem französischen Annuaire géologique und wird allen Tertiärgeologen diese Revue schon wegen der hier behandelten, oft schwer zugänglichen russischen Literatur sehr erwünscht sein.

A. Andrae.

## Quartärformation.

**August Tobler:** Der Kalktuff von Kiffis, Elsass. (Eclogae geolog. Helveticae. 5. 1897. 59—61.)

Westlich von Klein-Lützel (Canton Solothurn) wird bei Kiffis im Elsass, unmittelbar an der Schweizer Grenze, Kalktuff ausgebeutet. FLICHE, BLEICHER und MIEG haben aus der Molluskenfauna geschlossen, dass derselbe interglacial sei, und auch die Flora schien dafür zu sprechen. Namentlich schien die Buche zu fehlen, aber Verf. hat nunmehr zwei Blätter von *Fagus sylvatica* L. aufgefunden.

Die Fauna ist aber Verf. entschieden jünger als interglacial, wie ein Vergleich mit der Lössfauna und der aus den interglacialen Tuffen von Flurlingen bei Schaffhausen darthut. Dazu hat Verf. nur noch bei Kiffis einen schönen Nucleus und ein Steinmesser gefunden, beide aus Feuerstein. Er ist geneigt, anzunehmen, dass in der Nähe wohlerhaltene Reste einer prähistorischen Wohnstätte zu finden sein würden. **Dames.**

---

**A. Nehring:** Neue Funde, namentlich über *Elephas-Molaren*, aus dem diluvialen Torflager von Klinge bei Cottbus. (Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin. 1896. 135—141.)

Die Torflager haben im Allgemeinen ein sehr geringes geologisches Alter, doch reicht ein Theil derselben auch schon in das Pleistocän zurück, wie die Funde von Mammuth beweisen. Zu diesen älteren Torflagern gehört seinen Einschlüssen nach auch das Torflager von Klinge. Die Schichtenfolge ist hier:

- |   |                      |
|---|----------------------|
| 1. Geschichteter Sand mit Geröllen, 10—12' mächtig. |                      |
| 2. Oberer zäher Thon,                               | 5— 6' "              |
| 3. Dichter schilfreicher Torf,                      | 8' "                 |
| 4. Unterer Thon mit Baumstämmen.                    | <b>M. Schlosser.</b> |

---

**B. von Inkey:** Mezöhegyes und Umgebung vom agronom-geologischen Gesichtspunkte. (Mitth. k. ungar. geol. Anst. 11. Heft 8. 351—380. Mit 1 Karte.)

Verf. giebt als Einleitung einer agronom-geologischen Studie über die Umgebung des Landesgestüts Mezöhegyes eine sehr anschauliche Darstellung der quartären Bildungen innerhalb der ungarischen Tiefebene. Das Alföld, die ungeheure Ebene zwischen Karpathen und Donau, verdankt seine Entstehung einer Senkung, die in der ersten Hälfte der Tertiärzeit begann und auch heute noch fort dauert. Ausgefüllt wurde dieses Becken von den zuerst marinen, später brackischen und limnischen Sedimenten des Jungtertiärs, über denen die Flüsse des Pliocäns und Quartärs mächtige Ablagerungen anhäuften, die am Rande gröberes, gegen das Centrum feineres Material enthalten. Der Landstrich zwischen Donau und Theiss ist abflusslos, seinen Untergrund bilden im Norden Donauschotter, im Süden

feinere Diluvialabsätze, Sandlöss und Lösslehm, abgesehen von den Alluvialbildungen des breiten Donauthales. Das Land östlich von der Theiss ist reicher gegliedert, da sie und ihre Nebenflüsse quantitativ und qualitativ sehr verschiedene Ablagerungen abgesetzt haben.

Die untere Grenze des Diluviums liegt bis zu 92 m unter dem Meeresspiegel, was starke, nachdiluviale Senkungen anzunehmen nöthigt. Die untersten Diluvialschichten bestehen aus einem Wechsel von Lehmen, Thonen und Sanden und sind unzweifelhaft fluviatilen Ursprungs; über ihnen folgen in den meisten Fällen dichte, schwere, roth- oder buntgefärbte Thone, darauf gelber Sand, der dann die Oberfläche erreicht oder seinerseits wiederum von Lösslehm überlagert wird. Echter, primärer Löss findet sich im Alföld nicht, was von anderen Autoren als solcher angesehen wurde, ist durch Wasser umgelagerter Löss, der bei diesem Aufbereitungsprocesse zum grössten Theile seinen Kalkgehalt einbüsste und thonreicher wurde. Dementsprechend enthält der Lösslehm vorwiegend Wasserschnecken, Landschnecken hingegen nur local angehäuft. Diluvium und Alluvium sind häufig schwer von einander zu trennen, letzteres gestattet in vielen Fällen keine ins Einzelne gehende Gliederung. Am besten sind noch die Lehme von einander zu trennen; diluviale Lehme besitzen eine schwarzbraune, altalluviale eine ganz schwarze oder grauschwarze Farbe, während der jüngste Schlick meist hell gefärbt ist.

Im Allgemeinen lässt sich beigegebene Schichtenfolge für das ungarische Tiefland aufstellen:

1. An der Oberfläche sichtbar (daher auf geologischen Karten darstellbar):
  - a) Jüngstes Fluss-Alluvium; meist feines Schlickmaterial, an der Donau und Maros auch sandig.
  - b) Torf- und Moorerde.
  - c) Jüngste Sandwehen.
  - d) Älteres Alluvium der Flüsse, ähnliches Material, doch humusreichere Oberfläche, oder — sehr häufig — alkalihaltige, sogen. Székböden.
  - e) Diluvialer Lösslehm.
  - f) Diluvialer Fluss- und Flugsand.
  - g) Diluvialer Thon.
2. Unter den vorigen begraben, daher nur durch Bohraufschlüsse bekannt:
  - h) Diluviale Fluss- und Sumpfablagerungen: gröbere Sande, selten Schotter, schwere Lehme, sandige Mergel u. s. w., vielfach wechsellagernd.
  - i) Tertiäre Unterlage: Sande und Lehme der levantinischen Stufe; Schotter mit *Mastodon arvernensis*.
  - k) Pontische Tegel u. s. w.

Der Untergrund der gesammten Tiefebene ist reich an Natroncarbonat. Dieses bildet sich theils aus den feldspathhaltigen Eruptivgesteinen, die die Ebene umsäumen, theils aus dem Chlornatrium, das die tertiären Randgebirge reichlich enthalten, bei Gegenwart von freier Kohlensäure oder kohlensaurem Kalk. Da nun das Alföld ungenügend drainirt, in

einzelnen Theilen sogar ganz abflusslos ist, verbleibt dieses Natroncarbonat zum grössten Theil im Boden, steigt mit dem Grundwasser in die Höhe und bildet die unfruchtbaren sogen. Székböden. Das kohlen saure Natron besitzt nämlich die Eigenthümlichkeit, den lockeren Lehmboden fest und für Luft und Wasser undurchdringlich zu machen; je nach dem Concentrationsgrad des Salzes unterscheidet man:

- den milden, noch für Feldbau geeigneten Székboden, meist diluvial;
- den schweren Székboden, altalluvial, nur karge Weide mit halophilen Pflanzen;
- den Sumpfboden der Natronsümpfe und die ganz kahlen Flecke von „blinden Szék“, jungalluvial.

E. Philippi.

**K. Kjellmark:** Några kalktuffer från Axberg i Nerike. (Geol. Fören. Förhandl. 19. 137—152. 1897.)

Bei Berga und Åby entdeckte KJELLMARK im Urkalk verschiedene Kalktuffvorkommnisse, deren Bildung theils bereits abgeschlossen war, theils noch vor sich ging. Es sind dies die ersten derartigen Funde, welche bislang im Urkalkgebiet gemacht worden sind, und, wie Verf. des Näheren ausführt, verdienen sie besonders deshalb Beachtung, weil sie zahlreiche Thier- und Pflanzenreste enthalten und somit geeignet sein dürften, über die Entwicklung der Fauna und Flora werthvolle Aufschlüsse zu geben.

J. Martin.

**A. Hollender:** Om några egendomligheter i vattendragens lopp i östra Småland. (Geol. Fören. Förhandl. 19. 355—360. 1897.)

In einem grossen Theil von Kalmar län bilden Moränengrus und Sand eine nahezu ebene Oberfläche, welche von zahlreichen, theils wasserführenden, theils ausgetrockneten Thalfurchen durchzogen ist. Als eine besondere Eigenthümlichkeit der Wasserläufe macht sich das häufige Auftreten von Bifurcationen bemerkbar. Wo, wie hier, eine — wenn auch nur schwache — Erosion stattfindet, können Bifurcationen nicht aufkommen; dieselben erfordern vielmehr zu ihrer Bildung Accumulation. HOLLENDER glaubt in dem vorliegenden Fall die Entstehung der Bifurcationen sowohl, wie der zahlreichen ausgetrockneten Thalrinnen am besten dadurch erklären zu können, dass er die betreffende Gegend als ein altes Überrieselungsgebiet („ofversilmingsområde“) auffasst, welches am Rand des abschmelzenden Inlandeises gebildet wurde. Charakteristisch für solche Überrieselungsgebiete, die man von mehreren der heutigen Gletscher kennt, sei die Menge bifurkirender Gletscherbäche, welche gröberes und feineres Material mit sich führen, um dasselbe bei verminderter Stromgeschwindigkeit wieder abzulagern.

J. Martin.

**O. E. Schiötz:** Om de af Dr. REUSCH i Östfinmarken iagttagne praeglaciale skuringsmerker. (Nyt Magaz. f. Naturv. 36. 1897. 1—10.)

Über die Abhandlung von REUSCH, welche hier einer Kritik unterzogen wird, ist in dies. Jahrb. 1892. I. - 341 - referirt worden.

SCHIÖTZ ist der Meinung, dass durchaus keine Veranlassung vorliege, die von REUSCH im innersten Theil des Varangerfjord beobachteten Schrammen für präglacial zu halten; vielmehr spreche alles dafür, dass dieselben glacialen Alters seien. Als Gründe für diese Auffassung wird Folgendes geltend gemacht:

Die fraglichen Schrammen, welche auf dem Sandstein am Fuss einer Conglomeratanhäufung, der vermeintlichen präglacialen Moräne, auftreten, verlaufen nicht, wie REUSCH annimmt, von NW. nach SO., sondern in entgegengesetzter Richtung. Da nun das Inlandeis den Varangerfjord von S. nach N. überschritten habe, so lägen REUSCH's „präglaciale“ Schrammen in der normalen Bewegungsrichtung des Inlandeises, weshalb diesem auch ihre Bildung anstandslos zugeschrieben werden dürfe. Bei einer derartigen Orientirung der Schrammen findet SCHIÖTZ es durchaus nicht auffällig, dass — worauf REUSCH ganz besonderes Gewicht legt — die Schrammen sich bis in den Hohlraum fortsetzen, welcher von dem nach SO. überhängenden Conglomerat und dessen Unterlage gebildet wird.

Was nun das Conglomerat selbst anlangt, so sei dasselbe einem grauen Sandstein eingelagert, der im Hangenden und Liegenden dieser angeblichen Moränenbildung dasselbe Aussehen habe und denselben Schichtenverlauf zeige. Solches aber dürfe man schwerlich erwarten, wenn zwischen der Bildung des unteren und des oberen Sandsteines ein so langer Zeitraum gelegen habe, wie ihn die REUSCH'sche Hypothese voraussetzt. Weit eher sei anzunehmen, dass die Entstehung des Conglomerates gleichzeitig mit derjenigen des Sandsteines erfolgte, und zwar durch einen Erd- und Steinrutsch veranlasst worden sei. Hierfür spreche auch die Fältelung, welche der rothe Thonschiefer und Sandstein unter dem Conglomerat an der Nordseite des Fjords aufzuweisen haben.

**J. Martin.**

**H. Reusch:** Professor SCHIÖTZ bemerkninger om de praeglaciale skuringsmerker i Finmarken. (Nyt Magaz. f. Naturv. 36. 1897. 11—12.)

REUSCH hält an seiner Anschauung fest, selbst für den Fall, dass man für die streitigen Schrammen die ihnen von SCHIÖTZ beigelegte Richtung annehmen wolle.

**J. Martin.**

**B. Corti:** Di alcuni depositi quaternari di Lombardia. (Atti della Società italiana di Scienze naturali. Milano. 35. Fasc. 1—2.)

Verf. hat eine grosse Anzahl von lacustren und lacustro-glacialen Ablagerungen der Lombardei untersucht; sämmtliche Proben wurden einer

mechanischen Bodenanalyse unterworfen und ihr organischer Inhalt, meist Diatomeen, bestimmt. Einzelne Vorkommnisse wurden auch chemisch genauer untersucht.

---

E. Philippi.

R. Bell: Evidences of Northeasterly Differential Rising of the Land along Bell River. (Bull. Geol. Soc. of Am. 8. 1897.)

Es ist bekannt, dass in einem grossen Theil des nördlichen Nordamerikas zur Pleistocänzeit eine Hebung von ungleicher Intensität stattgefunden hat, durch die ein relatives Sinken des Südwestens gegenüber dem Nordosten herbeigeführt wurde. Verf. beweist auf Grund genauer hydrographischer Untersuchungen im Süden der Hudson-Bay, dass diese ungleichmässige Hebung des Bodens noch fort dauert. Die Bewegung geht so rasch vor sich, dass in den „Swamps“ an den Ufern der Seen ganze Wälder, deren Existenz an eine bestimmte Höhe des Wasserspiegels geknüpft ist, zum Absterben kommen. Am eingehendsten wurden diese interessanten Verhältnisse an dem vor 10 Jahren neu entdeckten Bell River studirt, der sich in die James-Bay, den Südgipfel der Hudson-Bay, ergiesst.

E. Philippi.