

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. Penck und E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Gekrönte Preisschrift. Mit mehreren Vollbildern, 2 farbigen Profiltafeln und zahlreichen Textfiguren. Leipzig. 3., 4., 5. Lief. 1902/3. 225—544. 8°. (Vergl. dies. Jahrb. 1903. II. - 51-.)

Erstes Buch. Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen (A. PENCK).

II. Die Moränengebiete des nördlichen Alpenvorlandes.

7. Beim Steyr- und Enns-Gletscher herrschen wesentlich ähnliche Verhältnisse wie beim Traun-Gletscher; doch während beim Steyr-Gletscher die Moränen der Mindel- und Riß-Eiszeit bis zum Vorland reichen, bleiben die Würm-Moränen 40 km von ihnen entfernt tief im Gebirge stecken. Die Mündung des Enns-Tales war während aller 4 Eiszeiten unvergletschert. Die äußersten Moränen (R) liegen 30 km talaufwärts. Jung-Endmoränen treten erst viel weiter aufwärts bei Hieflau auf. Das Enns-Tal ist übertieft. Unterhalb Liezen löste sich der alte Enns-Gletscher in einzelne Zweige auf und überall dort, wo sich einer abspaltete, wird der Talboden (talabwärts!) schmaler (also auch im Enns-Tal (Gehäuse) selbst!).

8. Kalkalpen-Gletscher östlich der Salzach. Die Abnahme der eiszeitlichen Vergletscherung von W. nach O. betrifft in erster Linie die zentralalpinen Eisströme. War der überfließende Inn-Gletscher mächtig genug gewesen, um die Gletscher der nördlichen Kalkalpen an die Seite zu drücken, so kamen dieselben bereits östlich der Salzach mehr und mehr zur Geltung und östlich der Enns waren sie es allein, welche die Täler des Gebirges erfüllten. Sie gewähren durch ihre Größe und die Erhebung der Ausgangsstellen wichtige Anhaltspunkte zur Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze. Es sind kleine Gletscher, welche in bedeutender Zahl vom Osterhorn an bis zum Ybbs-, Erlauf- und Traisen-Tal die kleinen Täler erfüllten.

9. Ergebnisse über die Moränengebiete. Die Untersuchungen bestätigen die 4 Vereisungen. Die Jung-Endmoränen der Würm-Eiszeit lassen sich fast ununterbrochen im Alpenvorland verfolgen; auch die Riß-

Moränen sind noch ziemlich deutlich; die Mindel-Moränen dagegen ganz verwaschen, während Günz-Moränen nur in Spuren in bayrisch Schwaben festgestellt werden konnten. Die Würm-Vergletscherung war allenthalben kleiner als die beiden vorausgehenden, die Rib-Vergletscherung war im W., die Mindel-Vergletscherung im O. größer, die Günz-Vergletscherung hielt sich etwa in den Grenzen der Würm-Gletscher.

Nach den wenigen Andeutungen scheint sich das Eis zwischen den Vergletscherungen bis in die Mündungstrichter der Alpentäler zurückgezogen zu haben, und zwar für verhältnismäßig lange Zeit. Der Rückzug erfolgt mit Oszillationen (interstadiale Schwankungen).

Die Zungenbecken der Gletscher sind keine Umwallungsformen, aber auch keine tektonischen; sie sind jünger als das präglaziale Talsystem: ihre Bildung geschah auf stabilem Boden während des Eiszeitalters durch einen spezifisch glazialen Erosionsvorgang. Im Zungenbecken tönen die übertieften, mit Mündungstrichter versehenen Alpentäler aus. Die Zungenbecken gliedern sich in ein rundliches Stammbecken und radiäre Zweigbecken, deren Ausgestaltung von der verschiedenen Entwicklung des Eisstromes abhängt.

Von den Endmoränen wird das Stammbecken durch die von den Zweigbecken unterbrochene Drumlin-Zone getrennt, so daß nur die Zweigbecken unmittelbar an die Endmoränengürtel herantreten (subalpine Randseen in Zweigbecken!). Es beschränkt sich also die glaziale Akkumulation auf den schmalen Schmelzrand der Vergletscherung. Das Stammbecken liegt dort, wo sich der große Eisstrom zu verästeln beginnt. Die radiale Stellung der Zweigbecken in einem Halbkreise um ein rundliches Stammbecken (im Vorland) erklärt sich daraus, dass wir es in den großen Zungenbecken nicht mit dem Werke einer, sondern mehrerer Vergletscherungen zu tun haben. Die Zweigbecken folgen den zentripetalen Tälern interglazialer Erosion.

Die Schneegrenze der Würm-Eiszeit verläuft ungefähr parallel der heutigen in einem senkrechten Abstände von rund 1200—1300 m unter ihr; diejenige der Rib-Eiszeit lag nur etwa 1—200 m tiefer. Kleine Veränderungen in der Lage der Schneegrenze führten also zu großen Veränderungen im Umfang der Vergletscherungen (das zeigt sich — durch orographische Verhältnisse — besonders scharf auch am helvetischen Gletscher).

III. Das Nährgebiet der Vergletscherung auf der Nordseite der Ostalpen.

1. Die Erscheinungen an der oberen Gletschergrenze. Zur Festlegung der oberen Gletschergrenze dienen auch die erratischen d. h. ortsfremden Geschiebe (doch sind dieselben oft [meist?] nachträglicher Umlagerung ausgesetzt!). Weiterhin ist die „obere Schlifffgrenze“ maßgebend, die Untergrabung der höheren Gehängepartien, welche in Schliffbord und Schliffkehle zum Ausdruck kommt. Aber auch die obere Schlifffgrenze ist durch spätere Denudation und Erosion oft verwischt. Die Schlifffgrenze findet sich nur dort, wo das Eis an den Gehängen entlang

glitt, fehlt aber an den Wurzeln der Gletscher: hier finden sich die Kare. Die Karböden liegen etwa 100—200 m unter der oberen Gletschergrenze und senken sich im grossen und ganzen etwa parallel zur alten Eisoberfläche von der Mitte des Gebirges nach dessen Rändern hin. Die tiefsten Kare fallen etwa in das Niveau der eiszeitlichen Schneegrenze.

2. Der Verlauf der oberen Gletschergrenze zur Würm-Eiszeit. Die obere Grenze des Inn-Tal-Gletschers unweit der Mündung des Ötz-Tales lag in 2250—2300 m Höhe, bei Innsbruck in etwa 2000 m (dagegen an der Stubai-Tal-Mündung 2200 m), bei Wörgl über 1830 m, also das Gefälle auf 115 km Luftlinie höchstens 400 m, d. h. 3,5 ‰, also viel weniger, als in den Zungengebieten des Vorlandes.

Die obere Gletschergrenze im obersten Salzach-Tal bei Wald lag etwa in 2100—2200 m, sinkt dann bis Zell auf ca. 2000 m und liegt im Pongau wenig niedriger (Gefäll 3 ‰); auch im Enns-Tal lag die obere Gletschergrenze mindestens in 1800—1900 m. Da also die obere Gletschergrenze die Paßhöhen zwischen den 3 Längstälern weit überragt, muß eine zusammenhängende Eisdecke (allgemeine Neigung derselben nach N.) angenommen werden. Zugleich wurden die nördlichen Kalkalpen, da deren Pässe unter der oberen Gletschergrenze liegen, überflutet. In den Kalkalpen, besonders im Hochalpenzuge derselben lagen ihrerseits Zentren mächtiger Lokalvergletscherung und es zeigt sich, daß die zentralalpine Vereisung immer die kalkalpine unterschob. Das Gefälle der Kalkalpen-Gletscher ist sehr viel steiler als in den großen subalpinen Eisfächern, nämlich rund 25 ‰ (900—1000 m auf 40 km), andererseits stauten die nördlichen Kalkalpen allenthalben die den Zentralalpen entströmenden Gletscher um einige Hundert Meter auf. Das Eis der großen Längstalfucht strömte aber auch in andere Flußgebiete über: Arlberg (Rhein), Engadin (Rhein, Mera, Adda), Reschenscheideck (Etsch), Brenner (Eisack), Radstädter Tauern (Mur); doch ist hier z. T. auch ein Einströmen möglich.

Die hauptsächlichsten Zentren der zentralalpinen Vereisung sind Silvretta, Bernina, Ötztaler und Zillertaler Alpen, Hohe und Niedere Tauern.

Die Entwicklung der einzelnen Gletscher gibt PENCK nur in einigen Beispielen an. Im Ötz-Tal lag die obere Gletschergrenze am Ausgang in fast 2300 m, bei Sölden 2500—2600 m, Gurgl 2700 m, Karlsruher Hütte 2950 m, im Stubai-Tal Ausgang 2200 m, Neustift 2300 m, Ranalt 2500 m, Nürnberger Hütte 2650 m (also 300 m niedriger als im Ötz-Tal). Es steigen die Gletscher von der Längstalfucht mit 10 ‰, dann 20 ‰ an (also flacher als die heutigen Gletscher) und treffen in 2700—3100 m mit der heutigen Gletscheroberfläche zusammen. Aus dem Eise ragten allenthalben Gipfel um 800—1000 m hervor, so daß wir im Gebirge kein Inlandeis, sondern ein Eisstromnetz mit Vorlandvergletscherung haben.

Schließlich kommt PENCK auf die Karbildung zu sprechen; er unterscheidet von den Rundlingen als „Karlinge“ kartragende Kämme innerhalb der Schneegrenze, über der Eisoberfläche gelegen, ohne zusammenhängende

Firndecke, bei denen die Firnfelder von agerem Gehänge überragt waren. Ihr Auftreten ist unregelmäßig.

4. Die Übertiefung des Inn-Tal-Systemes. Für übertiefte Täler charakteristisch sind die Stufenmündungen der Seitentäler, sowie die U-Form der Tröge selbst. Die Übertiefung des Inn-Tales, sowie einiger Nebentäler (Ötz-, Stubai- etc.) wird verfolgt, sie überquert z. T. das Gebirge (Reschenscheideck, Brenner) oder endet in karartigem Trogschluß (Stubai, Ziller-Tal etc.).

5. Regeln der Übertiefung. Die präglazialen, alpinen Talböden schließen sich an die präglaziale Oberfläche des Vorlandes an und steigen wesentlich steiler an als die heutigen Talsohlen; dabei hatten sie die für das Reifestadium charakteristische Breite (z. B. Inn-Tal bei Innsbruck 4—5 km). Alles entspricht dem präglazialen Mittelgebirgscharakter der Alpen. Die Übertiefung beschränkt sich auf die Betten der Hauptgletscher; sie beträgt beim Inn-Tal an der Mündung des Ötztales ca. 500 m, im Ötz-Tal bei Sölden mindestens 350 m, im Stubai-Tal bei Ranalt 400 m, im Ziller-Tal bei Mairhofen 500—600 m; gegen die große Längstalfurche nimmt sie ab, ebenso in derselben (im Inn-Tal: Ötz-Mündung 500 m, Innsbruck 300 m, Oberaudorf 200 m). Die Übertiefung ist nicht gleichmäßig, sondern weist Talstufen auf bei Mehrung der erodierenden Masse, sowie Riegel bei Minderung derselben. Die Übertiefung erstreckt sich aber gegebenenfalls auch auf die stufenförmig mündenden Seitentäler (Hängetäler), nur ist sie bei ihnen geringer. Dagegen kommt trotz ihres größeren Betrages die Übertiefung in den großen, breiten Furchen weniger zur Geltung.

6. Die Übertiefung der Täler östlich vom Inn. Glaziale Erosion. Ähnlich wie am Inn liegen die Verhältnisse im Salzach-Gebiete, während im Längstal der Enns kein einheitliches Niveau der präglazialen Talböden zu verfolgen ist; vielmehr ist das oberste Enns-Tal erst in einer späteren Phase der Eiszeit der Salzach entfremdet worden. Übertiefte Täler schließlich finden sich weiter östlich, wie in den Kalkalpen.

So zeigen sich allenthalben die Werke einer großartigen Erosion.

7. Die Inn-Tal-Terrasse. Über das aus glazialen Aufschüttungen bestehende sogen. Mittelgebirge des Inn-Tales zwischen Wörgl und Landeck waren die Ansichten sehr geteilt. PENCK kommt auf Grund vielfach neuer Beobachtungen zu dem Schluß, daß die fluviatilen und lakustren Schotter der Inn-Tal-Terrasse angesichts von Gletschern entstanden, welche die Täler der Centralalpen erfüllten, während das Eis im Inn-Tal sich zurückzog und dasselbe nur noch teilweise erfüllte während der Achen-Schwankung.

8. Stadien im Inn-Tal-Gebiet. Im folgenden Abschnitt bespricht PENCK die großen Oszillationen des Rückzuges der Würm-Ver-gletscherung: die Stadien, und kommt zu folgendem Resultat. Während des Rückzuges fanden 4 bedeutendere Unterbrechungen statt:

Achen-Stadium α . Nach dem Maximum der Würm-Eiszeit hebt sich die Schneegrenze um mindestens 500—600 m, um sich dann wieder

200—300 m zu senken; Rückzug des Eises seit Würm-Maximum im Isar-Gebiet 120 km, im Inn-Gebiet 180 km, Vorstoß beinahe 90 bzw. 120 km (durch Häufung geringerer Vorstöße der Hauptzuffüsse). Die Dauer der Achen-Schwankung ist auf einige Zehntausend von Jahren zu veranschlagen.

Bühl-Stadium β . Größerer Vorstoß. Schneegrenze sinkt wieder bis 200—300 m über Würm-Schneegrenze (ca. 900 m unter die heutige), das Eis kommt den Würm-Moränen im Isar-Gebiet auf 30—35 km, im Inn-Tal annähernd 60 km nahe.

Gschnitz-Stadium γ . Ausdehnung beinahe ähnlich α , doch Schneegrenze 100 m höher (600 m tiefer als heute). Hierher gehörige Moränen finden sich vielfach im Wipp-, Gschnitz-, Stubai-Tal, sowie der Mieminger Kette.

Daun-Stadium δ . Schneegrenze 800—900 m über der Würm-Schneegrenze (300—400 m unter der heutigen). Hierher gehörige Moränen besonders auch im Stubai-Tal.

Zwischen γ und δ erfolgte vermutlich ein wiederholt halb unterbrochener Rückzug des Eises, ebenso auch nach δ .

9. Moränen in den Alpen östlich vom Inn-Tal. Dieselben Stadien lassen sich, wenn auch nicht immer mit der wünschenswerten Deutlichkeit, auch im Salzach-Tal, Berchtesgaden, Lammer-Tal, Traun- und Enns-Tal erkennen. Die stadiale Gletscherentwicklung steht an Intensität der Ablagerungen weit hinter der Würm-Zeit zurück.

10. Die postglaziale Übergangszeit. Die Gletscherentwicklung während der Stadien gestaltet sich derart:

	β	γ	δ	Gegenwart
Inn-Gebiet	Eisstromnetz	Talgletscher	Talgletscher	Talgletscher
Salzach-Gebiet	{ W. } große Talgletscher { O. }	Talgletscher	Talgletscher	{ Talgletscher { Hängegletscher
Enns-Geibet	{ W. } Talgletscher { O. }	Talgletscher	Hängegletscher	{ Eisfrei.
		Hängegletscher	Eisfrei	

Der glaziale Formenschatz (Schlifkfen, Kare, Tröge) gehört der Würm-Eiszeit an; die Stadien schufen keine neuen Formen, auch hierin liegt ein Anzeichen ihrer viel kürzeren Dauer. Höchstens gestalteten sie die hocheiszeitlichen Formen etwas um.

Aus einzelnen Kohlenvorkommnissen von α -Alter ist wahrscheinlich, dass der Wald dem zurückziehenden Eise bald folgte. War sein Abstand von der Schneegrenze stets wie heute (800 m), so waren während β nur die tiefen Täler am Saum des Gebirges bis 600—700 m Höhe, im Innern bis 1000 m bewaldet, während γ waren dann die niederen Berge bewaldet, während in δ der Wald bis zur Grenze des heutigen kräftigen Hochwaldes reichte.

Besiedelung durch den Menschen erfolgte erst spät. Eine paläolithische Fundstelle im Löß bei Krems a. d. Donau dürfte spätestens der Reiß-Würm-Zeit angehören. Der neolithische Mensch scheint erst nach dem Bühl-Stadium eingedrungen zu sein. Jedenfalls aber ist das Daun-Stadium

älter als die Kupferzeit. Nimmt man für den Beginn dieser etwa 1500 v. Chr. an, so schloß δ spätestens 2000—2500 v. Chr. Die letzten 4000—5000 Jahre waren also klimatisch ziemlich konstant. Es gliedert sich also die Postglazialzeit in eine Post-Würm-Zeit mit erheblich tiefen Lagen der Schneegrenze und die nach wenigen Jahrtausenden zählende Geologische Gegenwart mit Gletscherschwankungen innerhalb enger Grenzen.

11. Interglaziale Ablagerungen. Der Abschnitt ist fast ganz der Betrachtung der Höttinger Breccie bei Innsbruck gewidmet. Diese fest verkitteten alten Schutthalden und Schuttkegel von rötlicher Farbe überlagern bläuliche Moränen und werden ihrerseits von Moränen überlagert. Die in ihr gefundene Flora (44 Spezies) ist quartär und zeigt ein südliches Gepräge (*Rhododendron ponticum*, *Buxus sempervirens*, *Rhamnus höttingensis*), während boreale und alpine Typen fehlen.

Die mittlere Jahrestemperatur muß etwa 2° höher gewesen sein als heute, die Schneegrenze mindestens 400 m höher gelegen haben als heute. Wahrscheinlich gehört die Höttinger Breccie der Rib-Würm-Interglazialzeit an. Es muß also zwischen diesen beiden Vergletscherungen eine gletscherarme Zeit gewesen sein, bei der nur die höchsten Alpengipfel noch schneebedeckt waren. Die Zeitdauer der Ablagerung der Breccie muß sehr lang gewesen sein, das Vielfache des Achen-Stadiums. Das zeigt auch die Tatsache, daß der Schutt bis fast an den First des Gebirges heranreichte, daß also die Verhüllung des Gebirges im eigenen Schutt so weit vorgeschritten war, daß nur schmale, wenig hohe Grate aufragten. Solcher Zustand ist seit der Würm-Eiszeit nirgends in den nördlichen Kalkalpen erreicht worden. Bei Ablagerung der Breccie war die Übertiefung des Inn-Tales schon erheblich vorgeschritten, es ist aber seitdem noch mindestens 70—80 m übertieft worden. Der Eisrückzug nach der Rib-Eiszeit scheint sich gleichfalls in Stadien vollzogen zu haben, von denen einige Spuren vorliegen.

Sonstige interglaziale Ablagerungen sind nur in äußerst geringer Zahl vorhanden.

Zweites Buch. Die Eiszeiten in den nördlichen Westalpen.

Die Entwicklung der Eiszeiten gestaltet sich in den Westalpen dadurch anders, daß die Quertäler vorwalten; daher kamen gut individualisierte Eisströme zur Entwicklung, welche dem Gebirge auf kürzestem Wege entströmten, im Norden im Rhein-, Linth-, Reuß-, Aare-, Rhône-, Arve- und Isère-Tal. Infolge der Vorlagerung des Juragebirges aber wurden sie beim Höhepunkt der Vereisung im Vorland alle dem Rhein- und Rhône-Gletscher tributär, nur der Isère-Gletscher behauptete eine gewisse Selbständigkeit.

I. Der Rhein-Gletscher (A. PENCK)

war der isolierteste aller Gletscher der Nordalpen. Von seinen 3 getrennten Schottergebieten gehört das östliche der Iller-Lech-Platte an und entwässert, ebenso wie die von Moränen eingedeckte Schotterplatte zwischen

Ablach und Kanzach, zur Donau. Alle 4 Schotter sind hier im schwäbischen Typus der Lagerung deutlich entwickelt und mit Moränen verzahnt. Ähnlich liegen die Verhältnisse beim rheinischen Schottergebiet, nur steigt die Höhendifferenz zwischen w und g durch energischere Talbildung auf 200, ja 300 m an, was eine viel stärkere Zerstückelung der Deckenschotterfelder zur Folge hat. Die Schotter liegen gestört infolge einer Aufwölbung des Nordwestsaumes des Alpenvorlandes, die parallel den Alpen und dem Jura streicht, aber mit den Störungen am Nordsaum der Iller-Lech-Platte nichts zu tun hat. Auch im Gebiet des Rhein-Gletschers ist eine präglaziale Peneplaine allenthalben als Untergrund nachweisbar.

Die Altmoränen gehen bis zum schwäbischen Jura (bis zu 740 m Höhe) hin, ohne daß ihnen hier Schotter vorgelagert wären; sie gehören zum größten Teil der Rib-Zeit an (R). Die Jung-Endmoränen (W) bilden auf weite Strecken einen sehr auffälligen Wall, der weithin die Wasser der Donau¹ von denen des Rheins scheidet. In 10—20 km Abstand verläuft in ihm ein zweiter Kranz von Endmoränen der Laufen-Schwankung (welcher früher fälschlich als Grenze der Vergletscherung angesehen wurde). In letzterem liegt das Stammbekken (Obersee des Bodensees) mit seinen Zweigzungenbecken (z. B. auch Thur-Tal; die anderen entwässern jetzt zum Bodensee: Salemer Ache, Schussen, Argen, Leiblach); dazwischen liegen zahlreiche Drumlins. Die Grenzen der Vergletscherungen sind so, daß die der Günz-Eiszeit sich im inneren Kranz der Jung-Endmoränen (Laufen-Schwankung) hielt, die Mindel-Eiszeit weiter reichte, am ausgedehntesten die Rib-Vereisung war und die der Würm-Zeit hinter der der Mindel-Eiszeit zurückblieb, gleichzeitig aber durch die Bodenseefurche geleitet, jede neue Vergletscherung sich immer stärker nach Westen entwickelte.

Erwähnenswert ist das Auftreten von Interglazialbildungen: Schieferkohle von Mörschwyl und Kalktuff von Flurlingen (Rib-Würm). Im Gebiet des Rhein-Gletschers liegen verschiedene bekannte paläolithische Stätten (Schussenquelle, Keßler Loch, Schweizersbild); sie dürften frühestens dem Bühl-Stadium (β) angehören. Ihr Alter schätzt NÜESCH (und ihm folgt PENCK) auf ca. 24000 Jahre.

Auch das Rhein-Tal hat einen übertieften, trichterförmigen Tal-ausgang, wie auch das Tal des Vorderrheins, weniger zusammenhängend auch das des Hinterrheins, übertieft ist; die Rekonstruktion des präglazialen Talbodens stößt aber auf erhebliche Schwierigkeiten, aber doch erscheint die Annahme eines Rücksinkens oder Verbiegens (HEIM) ausgeschlossen.

Schließlich wird der Eisrückzug in den einzelnen Stadien β , γ (Flimser Bergsturz) und δ untersucht.

II. Linth-, Reuß-, Aare- und Rhône-Gletscher auf schweizerischem Boden (ED. BRÜCKNER).

Das Schottergebiet im NW. der Schweiz. Bezüglich der Schotter herrschen im Schweizer-Gebiet wesentlich schwierigere Verhält-

¹ PENCK schreibt p. 411 irrtümlich „des Rheines“.

nisse als am Nordrand der Alpen, da die Schotter an die großen Flußtäler geknüpft sind und daher nicht ohne weiteres durchzuverfolgen sind. Aber doch lassen sich von Brugg über Rheinfelden nach Basel alle 4 Schotter konstatieren. Während bei Brugg der über 40 m mächtige w in mehreren Stufen etwa in 355 m Höhe liegt, liegt r (40 m mächtig) etwa 45 m höher, die Sohle von m 30 m darüber, seine Mächtigkeit hier reichlich 60 m, g schließlich liegt etwa 70 m über m (ca. 40 m mächtig); bei Rheinfelden rücken die Schotter schon näher aneinander, so daß sie alle nur noch 20—30 m voneinander liegen, ja w gelegentlich schon r überlagert; bei Basel selbst ist er in 2—3 Teilfeldern deutlich in 32 m Mächtigkeit erschlossen; die älteren Schotter dagegen liegen in mehreren Stufen übereinander zwischen 310 und 390 m Höhe und ihre Deutung ist schwierig, doch immerhin durchführbar; als entschieden älter (pliozän) wird der hoch gelegene (460 m) Sundgauer Schotter ausgeschieden.

Die Lagerung entspricht dem schwäbischen Typus, doch sind die Höhendifferenzen der einzelnen Schotter auffallend groß. Die Erosion zwischen g und m und m und r war größer als zwischen r und w und diese wieder größer als seit w. Wegen der Größe des Flusses und der Schmalheit des Bettes ist das Gefälle geringer als bei den österreichischen Schottern; es vermindert sich stetig talabwärts, sowie von jedem Schotter zum nächstjüngeren. Aus der Lagerung des älteren Deckenschotter (g) kommt BRÜCKNER zum Schluß, daß der Winkel zwischen Rhein und Aare zur Peneplaine (Rumpffläche) des nördlichen Alpenvorlandes gehört und sich trichterförmig von S. in den Jura einschneidet. Sie fällt von den Alpen weg (zugleich auch nach N.) und bildet eine regelrechte, durch Abtragung entstandene Fußebene des Gebirges. Auch der Jura (postmiozän gefaltet) zeigt eine später (im Jungpliozän) schief gestellte und gefaltete Abtragungs-, Rumpffläche. Vor dieser jungpliozänen Faltung (ehe also der Jura wenigstens im N. als Gebirge wieder bestand) entwässerten Reuß, Aare, Rhône nach NW. und lagerten den Sundgauer Schotter ab.

Das Gebiet der Altmoränen des helvetischen Gletschers. Wegen der Vorlagerung des Jura, der zur Würm-Eiszeit, selbständig vereist, Jungmoränen vorschob, fehlt dem helvetischen Gletscher eine wohl charakterisierte, selbständige Zone der Altmoränen. Am höchsten liegt die erratische Grenze im Jura gegenüber der Rhône-Mündung bei 1450 m. Das Eis drang in mehreren mehr oder weniger breiten und tiefen Toren in den Jura ein und überflutete im NO. den ganzen Jura. Die äußere Grenze der Altmoränen (der Riß-Eiszeit) geht etwa vom Tal der Surand und Ain östlich von Bourg über Lons-le-Saunier und Ormans nach Rheinfelden und vor am Abfall des Schwarzwaldes bis zum Wutach-Tal. So bedeckte der Gletscher etwa 32 000 qkm. Die Schneegrenze der Riß-Eiszeit lag etwa bei 1100 m, diejenige der Würm-Eiszeit bei 1200 m; dabei breitete sich erstere um ein Drittel weiter aus! Die Ursache der so sehr viel größeren Verbreitung ist wesentlich orographisch, durch die Stauung am Jura gerieten weite Areale des Abschmelzgebietes über die Schneegrenze.

Das Gebiet der Jungmoränen des Linth- und Reuß-

Gletschers. Diese Gletscher breiteten sich fächerförmig im Mittelland aus (über ca. 2500 qkm, d. h. mehr als der Inn-Gletscher) und entfernten sich bis 40—45 km vom Fuß der Alpen. Die äußersten frischen Stirn- moränen liegen im NO. (Glatt, Limmat, Reuß) in ca. 400—430 m Höhe, im SW. in 500—540 m. Verwaschene Jung-Endmoränen unterhalb der frischen Stirn- moränen in Reuß- und Limmat- Tal zeugen von einer längeren Schwankung im Vorstoß.

Auch aus jungen Schottern (Lorze, Sihl) innerhalb des Moränengürtels ist die Laufen- Schwankung erkennbar.

Die Höhe des Eises beim Austritt aus den Alpen lag bei 1200 m (Reuß) bis 1250 m (Limmat). Der Rückzug des Eises vollzog sich in 2 Etappen: innerhalb der End- moränen liegen in ca. 6 km und ca. 11 km Entfernung Rückzugsmoränenwälle.

Zungenbecken des Linth- und Reuß- Gletschers. Linth- wie Reuß- Tal haben übertiefte Trichtermündungen. Der alte Talboden ist bei beiden in die präglaziale Landoberfläche eingesenkt, also jünger und gehört wahrscheinlich der Mindel- Riß- Interglazialzeit an (welche als länger erscheint als die Riß- Würm- Zeit).

Der Zürcher- See wie Zuger- und Vierwaldstädter- See sind durch glaziale Erosion der Riß- Eiszeit entstanden, dann durch interglaziale Deltas zugeschüttet und hierin in der Würm- Eiszeit die heutigen Seen (als Zweig- becken) ausgeräumt. Das Stammbecken des Linth- Gletschers zur Würm- Eiszeit war der Mündungstrichter, Zürich- See (die kleinen Terrassen sind Schichtterrassen [der Molasse] und keine Talbodenreste), wie Glatt- Tal seine Zweigbecken (letzteres noch nicht vollständig zu zentripetaler Ent- wässerung gezwungen). Als Stammbecken des Reuß- Gletschers ist der Urner- See zu betrachten, Zuger- See und der durch Rippen zerlegte Vier- waldstädter- See (kompliziert durch den Eisarm, welcher von der Aar aus bei Brünig- Paß zum Vierwaldstädter- See überströmt) sind die Zweigbecken.

Rückzugsmoränen des Bühl- Stadiums finden sich beim Linth- Gletscher am oberen Ende des Zürich- Sees. Für die Uznacher Schieferkohle folgt hieraus interstadiales Alter (= Achen- Stadium). Die Resultate über Klima und Dauer dieses Stadiums entsprechen den von PENCK im Inn- Tal ge- wonnenen.

Am Ausgang des Vierwaldstädter- Sees und oberhalb liegen Moränen des Bühl- Stadiums in 5 Etappen vor. Die Schneegrenze lag in zirka 1500 m Höhe.

Wilh. Volz.

H. F. Ried et E. Muret: Les variations périodiques des glaciers. (IX. Rapport 1903, rédigé au nom de la Commission international des glaciers.) (Arch. des sc. phys. et nat. 18. No. 8. 1904. 160—195.)

Eine Zusammenstellung der Resultate von Messungen und Beobach- tungen an den Gletschern folgender Gebiete:

1. Alpen. In der Schweiz sind 1903 58 Gletscher gemessen worden. Der größte Teil ist in Abnahme begriffen. Doch macht sich in

der letzten Zeit eine Verminderung der Abnahme bemerkbar. 3 Gletscher haben zugenommen: der Kaltwassergletscher, der Scex-rouge und der Prapioz.

Etwas eingehender wird über die Messungen am Rhône-gletscher berichtet.

In den Ostalpen sind von 29 Gletschern 18 im Rückgang, 5 im Wachsen begriffen, so namentlich der Suldenferner in der Ortlergruppe. 6 sind stationär. Auch die alpinen Gletscher Frankreichs sind durchschnittlich in Abnahme begriffen. 1903 sind von allen gemessenen Gletschern Photographien von markierten Stellen aus aufgenommen worden.

2. Norwegen. Wachsen und Abnahme der Gletscher halten sich hier ziemlich die Wage.

3. Rußland. Aus dem Kaukasus werden einige Gletschergebiete beschrieben. Einzelne Beobachtungen scheinen für Rückgang der Gletscher zu sprechen. Auch aus dem Thien-schan liegen Gletscherbeschreibungen vor.

4. Vereinigte Staaten von Nordamerika und Columbia.

H. Preiswerk.

A. Brun: Glaciers du Spitzberg pendant l'été 1902. (Ecl. geol. Helv. 7. No. 4. 1903. 357—359.)

Beobachtungen an den zum Meer ausmündenden Gletschern von Spitzbergen über Korngröße von Firn und Eis, Wasserführung, Erosion, Moränenbildung, Rückgang der Gletscher und Überlagerung der Hauptgletscher durch Zuflußgletscher.

H. Preiswerk.

H. Schardt: Avalanche du glacier du Roßboden (Simplon). (Ecl. geol. Helv. 7. (4.) 1903. 347—350.)

Neuere Untersuchungen haben gezeigt, daß die Katastrophe am Roßbodengletscher ihre erste Ursache in einem Felssturz an der nördlichen Gipfelwand des Fletschhorn hatte. Durch ihn wurde das Losbrechen des auflagernden Hängegletschers verursacht. Während ein Teil der Felsstücke auf dem Roßbodengletscher liegen blieb, riß die übrige Masse die Oberflächenmoräne und teilweise die Stirnmoräne sowie Eisstücke vom Serac mit und vermehrte das anfängliche Volum ca. um das Sechsfache. Die am Ende der bogenförmigen Sturzbahn im Bett eines ehemaligen Gletschers angehäuften Schuttmasse war ein Gemisch von Schnee und Eis mit gerundeten Moräneblöcken und wenig frisch gebrochenen Felsstücken. Eine genaue Aufnahme des Schauplatzes in 1:10000 ist in Vorbereitung.

H. Preiswerk.

Petrographie.

G. Klemm: Über einen Einschluß im Marmor von Auerbach a. d. Bergstraße. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. zu Darmstadt. (4.) 24. 3—7. 2 Taf. 1903.)

Ein kopfgroßer Einschluf mit gut ausgeprägter Parallelstruktur im Marmor von Auerbach a. d. Bergstraße besteht, wie das Mikroskop lehrt, aus einem körnigen Aggregat von Plagioklas (bisweilen stark zonar struiert), dunkelgrünem, im Schliff blaß durchsichtig werdendem Augit, sehr oft mit primärer Hornblende verwachsen, und Quarz, bisweilen schriftgranitisch mit Feldspat verwachsen, denen sich außer Hornblende Biotit, Titanit, Apatit, Magnetkies, Kalkspat und Zirkon beigesellen. Die Parallelstruktur wird wesentlich durch streifenweisen Wechsel der Menge des Augites hervorgebracht, auch der Quarz ist in den verschiedenen Schichten ungleich verteilt.

Umrandet ist der Einschluf durch eine innere Zone von basischem Plagioklas und eine äußere von Wollastonit mit vereinzelt hellbraunen Granaten.

Offenbar lag primär ein Einschluf von Mergel in dem Kalk vor; bei der kontaktmetamorphen Umwandlung durch Granit wurde gleichzeitig mit der Marmorisierung des Kalkes der Mergel in das Plagioklas-Augit-Quarz-Gemenge umgewandelt, wobei, wie die Plagioklas- und Wollastonitonen zeigen, eine chemische Wechselwirkung zwischen Mergel und Kalk stattfand.

Milch.

G. Klemm: Über einen bemerkenswerten Aufschluß im Melaphyr bei Messel. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. zu Darmstadt. (4.) 24. 9—16. 2 Fig. 1903.)

Verf. beschreibt aus einem Steinbruch an der neuen Kreisstraße von Messel nach Offental, nördlich von Darmstadt, ungefähr 700 m nördlich von Messel, Schollen von rotliegendem Letten in Melaphyr, die unter sich durch Querfortsätze in Verbindung stehen. Die Schollen sind dünn, langgezogen, im Maximum 0,5 m mächtig; der gleiche Letten bedeckt den Melaphyr und die Schollen sind auch mit ihm durch Querfortsätze verbunden. Der Melaphyr ist reich an Blasen und dort, wo er an die Schollen stößt, reich an Kristallskeletten und feinkörniger als in den entfernteren Teilen; auch die Einschlüsse haben eine Beeinflussung durch den Melaphyr erfahren, der aber nur in vereinzelt Apophysen in ihn eingedrungen ist.

Entgegen der Auffassung von CHELIUS, der entsprechende Erscheinungen im Melaphyr von Traisa durch Annahme einer Intrusion von Melaphyr in die Letten erklärt hatte (Centralbl. f. Min. etc. 1902. p. 517), kommt Verf. für Messel wie für Traisa zu der Auffassung, daß der Melaphyr nicht intrusiv sein kann; gegen die Intrusivnatur wird geltend gemacht: die Blasenführung des Melaphyr, der überaus geringe Grad der Durchtrümerung und Injektion der Schollen und die Lagerung des Melaphyrs und des Rotliegenden — nach Auffassung des Verf.'s werden alle von CHELIUS auf Blatt Messel als „Schichten über dem Melaphyr“ bezeichneten Teile des Rotliegenden von Melaphyr überlagert.

Die eigentliche Verknüpfung von Melaphyr und Letten erklärt Verf. durch die Annahme, „der Melaphyr sei in einem flachen Gewässer zum

Ausbruch gekommen, auf dessen Grunde sich Letten absetzten, von denen der Melaphyr Schollen losriß, umhüllte und mit sich fortwälzte, wobei er sie auch in schwachem Maße durchhärdete . . . Die Ablagerung der rotliegenden Letten hat sich dann nach Abschluß der Melaphyreruption noch fortgesetzt, wie die Aufschlüsse bei Traisa zeigen“. **Milch.**

W. Schottler: Die Eruptivgesteine der Blätter Gießen und Allendorf a. d. Lumda. (Vorläufige Mitteilung.) (Notizbl. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. zu Darmstadt. (4.) 24. 38—47. 1903.)

Während STRENG die Basalte der Umgegend von Gießen in zwei geologisch und chemisch verschiedene Gruppen geteilt hat (dies. Jahrb. 1892. I. -95-, 1893. II. -324-), unterscheidet Verf. drei Gruppen, und zwar außer STRENG's Gruppen

1. Basalte unter den Anamesiten oder ältere basische Strombasalte,

2. Anamesite oder saure Strombasalte

noch eine dritte Gruppe:

3. Basalte über den Anamesiten oder jüngere basische Strombasalte.

Die älteren basischen Strombasalte sind teils porphyrisch, teils körnig struiert, die ersteren gehen in basanitische und basanitoide Gesteine über; es treten z. B. in der Umgebung von Watzenborn Leucit-basanite auf. Limburgite sind mit diesen Gesteinen verbunden.

Folgende Stadien der Entglasung werden festgestellt:

1. Die äußerste pechschwarze und stark glänzende Glasrinde, nur wenige Centimeter dick: u. d. M. gelbes, klares Glas mit Olivin, dessen Bildung abgeschlossen ist, und Augit im Wachsen.

Ein Zwischenstadium zeigt ein mit dem Fortschreiten der Augitbildung entstehendes dichtes Faserwerk, durch welches das Glas braun und fast undurchsichtig erscheint.

2. Unter der Glasrinde enthält das nur noch schwach glänzende Gestein Magnetit in wieder klarem, braunem Glas (Limburgit).

3. Im steinig aussehenden Innern der Masse tritt Plagioklas, eventuell Leucit oder Nephelin resp. Nephelinfüllmasse hinzu.

Die sauren Strombasalte (Anamesit) mit körniger Struktur zeigen folgende Entwicklung:

1. Glasige Rinde: gelbes Glas mit Olivin und Plagioklas in Wachstumsformen, die von einer trüben, braunen Wolke umgeben sind.

Ein Zwischenstadium, charakterisiert durch Zunahme des Plagioklases, zeigt auch hier trübbraune wolkige Färbung des ganzen Glases.

2. Nach Abschluß der Feldspatbildung erscheint das Glas als undurchsichtige schwarze Schlacke.
3. Mit der Ausscheidung von Ilmenit und Augit erscheint das Glas durchsichtig mit bräunlichen oder ganz lichten Farben: steiniger Anamesit.

Die jüngeren basischen Strombasalte gleichen den älteren vollkommen.

Somit kann der Limburgit nicht, wie es in den oben erwähnten Arbeiten geschehen ist, als „Gangbasalt“ bezeichnet werden. Verf. konnte überhaupt primäre Basaltkuppen und Basaltgänge nur am Westrand des Basaltgebietes feststellen, die sämtlich aus basischem Basalt bestehen; primäre Anamesitkuppen konnte er im Gegensatz zu STRENG nicht auffinden.

Milch.

W. Bruhns: Mitteilung aus dem Gneisgebiet des oberen Weilertals. (Mitt. d. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothr. 5. (4.) 1903. 343—344.)

An Stelle der von COHEN in seiner Arbeit über das obere Weilertal im Urbeiser Gneis angegebenen, z. T. über 2 km langen und als Granitporphyr bezeichneten Gänge treten eine Anzahl von mehr oder weniger rundlichen Eruptivgesteinsdurchbrüchen, die durch anstehenden Gneis getrennt sind, und wegen ihrer petrographischen Ähnlichkeit mit dem Kammgranit als Granite bezeichnet werden müssen. Auch das sekundär stark veränderte Gestein der „Grenzzone“ gehört zum Granit.

O. H. Erdmannsdörffer.

H. Graf Keyserling: Der Gloggnitzer Forellenstein, ein feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis. (Min. u. petr. Mitt. 22. 1903. 109—158.)

Das Gestein kommt an zwei Fundorten, am Schlosse Gloggnitz und im Schachergraben vor und bildet dort eine im allgemeinen konkordante Einlagerung in den Grauwacken und Schieferen des Semmeringgebiets mit einem Streichen von N. 70° W. und einem, wie es scheint, dick linsenförmigen Auftreten. Am Schloßberg sind dem Forellenstein 10 oft papierdünne Schieferschichten zwischengelagert oder eingewalzt, wie auch das in Frage stehende Gestein selbst eine Parallelordnung der Gemengteile zeigt. Verf. glaubt, daß es sich um ein metamorphisches Intrusivlager handelt.

Es ist ein in der Hauptsache weißes Gestein mit Übergängen ins Graue und Rötliche und seiner Struktur nach dicht, oft zuckerkörnig. Die herrschenden Bestandteile des Gesteins sind Feldspat und Quarz, Hornblende und Pyroxen. Hierzu treten als Akzessorien noch Magnetit, Hämatit, Leukoxen, Rutil (Apatit und Zirkon?) nach abnehmender Menge angeordnet. Die Hornblende ist ein Riebeckit mit nur etwa 2° betragender Aus-

d*

lösungsschiefe und einem außerordentlich starken, zwischen tiefdunkelblau und gelblichgrün verlaufenden Pleochroismus. Sie tritt in flaserigen, öfters mit den farblosen Gemengteilen poikilitisch verwachsenen Aggregaten auf. Der in winzig kleinen Kriställchen auftretende Pyroxen ist ein Ägirin von grünlicher Färbung, meist zonar striiert und besitzt etwa 5° Auslösungsschiefe. Amphibol und Pyroxen sind gerne, wie es scheint, gesetzmäßig miteinander verwachsen, bald wiegt aber das eine, bald das andere Mineral im Gestein vor. Quarz und Feldspat bilden in der Regel etwas langgezogene Körner von allermeist xenomorpher Begrenzung. Den herrschenden Kalifeldspat sieht Verf., obwohl er ohne Gitterstreifung ist, meist für Mikroklin an, der durch Metamorphose aus Orthoklas entstanden sei. Er ist gewöhnlich perthitisch verwachsen mit dem auch für sich allein reichlich auftretenden Albit.

Die Struktur ist typisch die der kristallischen Schiefergesteine ohne sichtbare Reihenfolge in der Ausscheidungsfolge, dagegen mit einer Andeutung von Lagenstruktur.

Als Kontakterscheinung faßt es Verf. auf, wenn an der Berührungsstelle mit dem aus Quarz- und Muscovitlagen (seltener Biotit und Chlorit) bestehenden Phyllit der Forellenstein, abgesehen vom Magnetit, ärmer an dunkeln Gemengteilen wird und dabei der Gehalt an Feldspat zunimmt. Es soll eine Zufuhr von Tonerde aus dem Schiefer stattgefunden haben. Auch das gehört hierher, daß nahe der Berührungsstelle der Schiefer Feldspat, der Forellenstein Glimmer aufgenommen hat.

Die chemische Analyse des Gesteins führte zu folgendem Resultat: SiO_2 75,9, TiO_2 Spur, Al_2O_3 11,89, Fe_2O_3 2,68, FeO 1,59, MnO Spur, MgO 0,42, CaO 0,2, Na_2O 4,68, K_2O 3,83. Das Gestein ist demnach bei den Tiefengesteinen zu den Alkaligraniten, bei den Ergußgesteinen zu den Comenditen zu rechnen und hat mit den eigentlichen Granuliten nichts zu tun. Ebenso besteht keinerlei Verwandtschaft mit dem Gestein von Vöstenhof, das ein zersetzter Diorit oder Gabbro ist. Das vorliegende Gestein ist ein metamorphisches Eruptivgestein (Orthogestein).

G. Linck.

F. Becke: Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirgs und der amerikanischen Andes. Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine. (Min. u. petr. Mitt. 22. 1903. 209–265.)

Verf. will in einem Vergleich die Eigentümlichkeiten der beiden Eruptivgebiete geben und zeigen, welcher Wert dieser Erscheinung bei der Klassifikation zukommt. Er geht gerade von diesen beiden Gebieten aus, weil das eine mit seiner foyaitisch-thermalischen Gesteinsreihe durch die ausgezeichneten Untersuchungen von HIBSCH, das andere mit seinem granito-dioritischen Charakter durch die Untersuchungen amerikanischer Gelehrter so wohl bekannt ist.

Zunächst zeigt Verf. die Art der projektiven Darstellung der Verhältnisse der Metalle in einem gleichseitigen Dreieck und der Kieselsäure

zu den Basen in einer Vertikalebene. Für die erstere gibt er eine geometrische Begründung. Hier aber möge nur gezeigt werden, wie man einen gesuchten Punkt finden kann. Sei AFC das Dreieck und a, f, c , deren Summe gleich s , die drei in einem Punkte darzustellenden Größen, ferner AG, FE, CD die drei Höhenlinien des Dreiecks, deren Länge in mm gleich h sei, so hat man von G, E und D aus aufzutragen die Strecken $h.a:s$ bzw. $h.f:s$ und $h.c:s$ und durch die so gefundenen Punkte Parallelen zu den Dreiecksseiten zu ziehen, auf welchen die Strecken senkrecht stehen, so ist der Schnittpunkt dieser Linien der gesuchte Projektionspunkt. Zur Auffindung der Größen a, c und f ($(K, Na)_2Al_2O_4, CaAl_2O_4$, Metallrest) empfiehlt es sich, nach dem Vorgange von OSANN (vergl. dies. Jahrb. 1902. I. -212-) zu verfahren. Nur will Verf. einen Tonerdeüberschuß über Alkalien und Kalk hinaus nicht mit Magnesia auf c umrechnen, sondern einfach angeben. Auch würde die Summe s am bequemsten nicht auf 20, wie bei OSANN, sondern auf 10 oder 100 umgerechnet. Zur Projektion der Kieselsäure dient eine Ebene, die man vertikal durch die Seite AF des Dreiecks legt, dann sind die Abszissen proportional $a-f$ und auf der Ordinate wird der Wert für Si aufgetragen. Kieselsäurereiche (saure) Gesteine bezeichnet Verf. mit den Amerikanern als „salisch“, kieselsäurearme (basische) als „femisch“.

In der Dreiecksprojektion stellt sich nun die Sache so dar, daß sämtliche Analysenorte der beiden Gebiete zwischen die von A ausgehende Höhenlinie und die Seite AF des Dreiecks zu liegen kommen, und zwar bilden die des Mittelgebirgs einen breiten Streifen, der der Linie AF genähert ist, während die Andengesteine mehr gegen die genannte Höhenlinie hin verschoben sind. Daraus folgt, daß c in den Andengesteinen größer ist und dies entspricht auch größerem Al . Die aluminiumreichsten des Mittelgebirgs fallen mit den daran ärmsten des Andengebiets zusammen. Die Mittelgebirgsgesteine sind etwas reicher an Kalium, aber der Gehalt an Alkalien bedingt keinen durchgreifenden Unterschied gegenüber den Andengesteinen, wie das gleiche der Fall ist bezüglich des geringen Überwiegens von Mg über Fe in den Andengesteinen. In der Projektion für Si findet man die Kieselsäure durchgehends höher in den Andengesteinen, doch ist der Unterschied größer bei größerem Alkaligehalt und somit bei größerem a und kleiner bei größerem f .

Die mineralogischen Unterschiede sind folgende: Geringere Menge von Kieselsäure und Tonerde in den Mittelgebirgsgesteinen führt zur Bildung von Feldspatvertretern und Alkalipyroxenen. Das Vorwiegen des $Ca + Mg$ gegenüber dem Fe am salischen Ende und weiterhin, mit Ausschluß der Basalte, das Überwiegen des Ca über Mg führt bei der gleichen Gesteinsgruppe zur Bildung monokliner Augite, während das Überwiegen von Fe und Mg über Ca in den Andengesteinen zur Ausscheidung von rhombischen Pyroxenen und von Amphibolen Veranlassung gibt. Die Plagioklase spielen in den Andengesteinen eine wichtigere Rolle und sind anorthitreicher, was mit dem größeren Reichtum an Natrium und mit dem für c günstigeren Verhältnis $a:c$ zusammenhängt.

Den Gang der Differentiation hätte man sich etwa so vorzustellen, daß die Produkte im allgemeinen als seitliche Abzweigungen von einer geraden Linie aufzufassen wären und nur die Tiefengesteine auf dieser Geraden selbst liegen, was sich im Mittelgebirge zu bestätigen scheint. Im übrigen wird das Restmagma im Mittelgebirge immer ärmer und in den Andengesteinen immer reicher an Kieselsäure werden.

Verf. macht weiterhin auf die Tatsache aufmerksam, daß die Andengesteine, abgesehen vom Silicium, reicher an dem Atomgewicht nach leichteren Elementen sind als die Gesteine des Mittelgebirgs. Das ist eine Erscheinung, die vielleicht ihren Grund in einer weit zurückliegenden Seigerung hat, wenn aber Verf. sagt: „Zu einer Zeit, als die Elemente noch im Gaszustand den Erdball zusammensetzten, erfolgte eine Differenzierung nach der Gasdichte (dem Atomgewicht). Die oberen Schichten sind reicher an leichteren Elementen, die tieferen leichter an schweren Elementen. Aus den ersteren stammen die Gesteine der andesitischen Gaureihe, aus den letzteren die Gesteine der tephritischen Gaureihe.“ So kann Ref. dem nicht wohl beipflichten, denn zu jener Zeit war vermutlich die Temperatur jener Gase so hoch, daß sie wirkliche Gase und damit nicht nach dem spezifischen Gewicht trennbar waren.

So glaubt nun Verf. in den jüngsten Perioden der Erdgeschichte im wesentlichen zwei Gesteinsreihen oder -Sippen, eine pazifische und eine atlantische unterscheiden zu können, zwischen denen natürlich auch Übergänge vorhanden sind. Zu den Übergängen würden z. B. gehören: Das Siebengebirge, der Gleichenberg in Steiermark, Predazzo und Monzoni. Der große Vulkanring, welcher den Stillen Ozean umgibt, gehört zur leichten Gaureihe, ebenso wie die Vulkaneihe der großen Sunda-Inseln (mit wenigen Ausnahmen). Ferner gehören hierher die Vulkane Persiens, Kaukasiens, der Karpathen, Ungarns und Siebenbürgens. Zur schweren Gaureihe sind zu rechnen: Das böhmische Mittelgebirge, das Duppauer Gebirge, Rhön, Vogelsgebirge, Hegau, Kaiserstuhl, Eifel, französisches Zentralplateau, die mittelitalischen Vulkane bis zum Vesuv, die Azoren, Kapverden, Kamerun und vermutlich die Eruptivgesteine des ostafrikanischen Grabenbruchs. In Nordamerika gehört das breite vulkanische Gebiet zwischen pazifischer Küste und dem Wahsatch-Gebirge zur leichteren Sippe, während die Lakkolithen, Decken und Ströme Montanas, sowie manche Gesteine von Texas der schweren Sippe angehören. Diese Übersicht, sagt Verf., führt zu einem merkwürdigen Resultat: „Wo jungvulkanische Gesteine längs den jungen gefalteten Kettengebirgen aufgereiht sind, gehören sie der leichteren, der andesitischen Gaureihe an. Wo Vulkaneruptionen längs Schollenbrüchen auftreten, haben wir die bezeichneten Gesteine der schweren tephritischen Gaureihe.“

Am Schlusse der Arbeit finden wir ein Verzeichnis der Analysen und Mitteilungen über Beobachtungen an den Plagioklassen im Mittelgebirge.

G. Linck.

F. Bauer: Petrographische Untersuchung des Duppauer Theralithvorkommens. (Min. u. petr. Mitt. 22. 1903. 266—296.)

Das auf den geologischen Karten als Hornblendeschiefer verzeichnete Gestein ist von mittelkörniger Struktur mit Abweichungen ins grob- und feinkörnige. Sein mikroskopisches Gefüge ist hypidiomorph-körnig. Zu den reichlicher auftretenden Gemengteilen gehören die meist mit Sanduhrstruktur begabten, gewöhnlich zonar gebauten, in den dunkeln Zonen an Einschlüssen von dunkeln Nadeln reichen Augite, eine zumeist mit Augit verwachsene, z. T. unter Resorption des Augit entstandene, barkevikitische, basaltische Hornblende, brauner, gewöhnlich mit Magnetit verwachsener, vielleicht unter Resorption des Olivin entstandener Biotit, leistenförmiger bis allotriomorpher Nephelin und ein zonar struierter Plagioklas, dessen Kern etwa 50—60 % An, dessen Hülle 40—50 % An enthält und dessen Kern z. T. durch andere Mineralien unter Bildung von An-ärmeren Schichten magmatisch korrodiert ist. Weniger reichlich sind in schwankender Menge zugegen z. T. randlich am Plagioklas auftretender Orthoklas, Olivin, Titanit, Apatit, Magnetit und Magnetkies.

Die Ausscheidungsfolge der wesentlichen Gemengteile ist folgende: Olivin, Augit, Biotit, Plagioklas, Hornblende, Nephelin, Orthoklas. Spez. Gew. 3,008. Als chemische Zusammensetzung ergab eine Analyse von TERTSCH: SiO₂ 44,42, TiO₂ 1,63, Al₂O₃ 13,33, Fe₂O₃ 9,14, FeO 6,35, MgO 5,74, CaO 10,60, Na₂O 5,60, K₂O 1,81, P₂O₅ 0,35, S 0,18, H₂O 1,75; Summe 100,35.

Als basische Randfazies sind zwei Gesteinsvarietäten aufzufassen, von denen die eine olivinführend und ausgezeichnet ist durch das Fehlen von Hornblende und Feldspat, während die andere keinen Olivin enthält und wesentlich nur aus Augit mit viel Hornblende besteht. Die erstere Varietät enthält neben einem in Kern und Hülle farblosen Augit reichlich Olivin und Biotit und ist sehr grobkörnig, zeigt aber sonst analoge Verhältnisse wie die Hauptmasse. Die zweite Abart enthält wieder mehr farblose Gemengteile und unter diesen herrscht ein etwas An-ärmerer Plagioklas vor und Hornblende und Augit sind poikilitisch verwachsen.

In dem Hauptgestein setzen in mehr oder minder mächtigen Gängen manchmal mit dem Nebengestein verflözte, licht gefärbte Ganggesteine auf, welche bald von dem Typus eines Eläolith-, bald von dem eines Augit-Syenits sind. Das erstere Gestein ist etwas schlierig und nach der Korngröße etwas lagenförmig, von rötlichgrauer Färbung, hat ein spez. Gew. von 2,46 und besteht vorzugsweise aus randlich Na-reichem Orthoklas, Nephelin, idiomorphem Sodalith, schlierig angeordnetem, poikilitischem, zonar struierem Ägirin in kleinen Kriställchen, wenig Hornblende, Magnetit und Apatit. Ein Gang des zweiten Typus erweitert sich nach oben trichterförmig und breitet sich aus. Sein Gestein ist in 10—20 cm mächtige Bänke abgesondert. In diesen Gesteinen spielt ein zonar struierter, im Kern ca. 35—45 % An, in der Hülle ca. 30—35 % An enthaltender Plagioklas die Hauptrolle, daneben kommt ein mit ihm zumeist randlich verwachsener mikropertthitischer Orthoklas, brauner Biotit, zonarer, randlich

ägrinartiger Augit, eine braune, nach außen grüne, kataforitartige Hornblende, reichlich Titanit, dann Apatit, Magnetit und Magnetkies vor. Diese Gesteine sind grünlichgrau gefärbt, teilweise kugelig abgesondert und haben eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Hauptgestein.

Als sekundäre Bildungen sind in einem der letzteren Gesteine vorkommende, mit Pyrit durchsetzte Aggregate zu betrachten. Sie enthalten Epidot, Calcit, Chlorit und Lepidomelan, deren Entstehung auf Thermalwirkung zurückgeführt wird.

Über die Beziehungen der Gesteine zueinander spricht sich Verf. dahin aus, daß die Gänge in die Gefolgschaft des Tiefengesteins gehören und daß die Differentiation sich bezüglich der Pyroxene und Amphibole so vollzogen habe, daß die später gebildeten Zonen des vorangehenden Typus dem Kern in den Gemengteilen des nachfolgenden gleichen.

G. Linck.

K. Hinterlechner: Über die petrographische Beschaffenheit einiger Gesteine des westböhmisches Kambriums und des benachbarten Gebietes. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 52. 163—218. 1 Fig. 2 Taf. Mikrophotogr. 1903.)

Nachdem die alte „Übersichtsaufnahme“ sämtliche Eruptivgesteine des westböhmisches Kambriums als Diabase bezeichnet und später KREJČÍ und FEISTMANTEL sie Aphanite genannt hatten (Archiv f. Landesdurchforschung v. Böhmen. 5. No. 5. 1885), untersuchte zuerst ROSIWAL in ihnen eine große Anzahl saurer und basischer Eruptivgesteine (dies. Jahrb. 1895. II. -261-); später beschäftigte sich Verf. auf Grund der Aufsammlungen von J. J. JAHN mit diesen Gebilden (dies. Jahrb. 1903. I. -249-) und gibt jetzt eine „Vervollständigung, Ergänzung und z. T. wohl auch Richtigestellung“ seiner vorangegangenen Untersuchung. Die Beschreibungen der Gesteine sind nicht nach petrographischen Prinzipien, sondern nach Profilen und „z. T. auch nach gemachten Touren“ angeordnet, wodurch die Übersicht nicht unerheblich erschwert wird.

Neben zahlreichen Sedimentgesteinen, besonders Grauwacken, werden beschrieben:

A. Ergußgesteine: Quarzporphyre, Felsite, Quarzkeratophyre, Keratophyre, Diabase (grobkörnig bis dicht), Glimmerdiabase, Melaphyr-Olivindiabas, Melaphyre, Melaphyrmandelsteine, Melaphyrtuff.

Die Gesteine gehören mineralogisch und strukturell größtenteils weit verbreiteten Typen an (nur aus dem dichten Melaphyr [Diabas] von den Felsen am Ausgang des Oupof-Tales in das Beraun-Tal wird mit Vorbehalt grün durchsichtiger Enstatit angegeben, p. 190); außerdem sind die Gesteine sehr oft stark, bisweilen nach Ansicht des Ref. bis zur Unkenntlichkeit zersetzt, so daß sich ein weiteres Eingehen erübrigt. Umbestimmungen gegenüber der älteren Arbeit haben mehrfach stattgefunden; hervorzuheben ist die Einreihung von ROSIWAL's Porphyriten und Labradorporphyriten in die Diabasfamilie.

Folgende Ergußgesteine wurden analysiert:

1. Quarzporphyr, Steinbruch auf dem Berge Lom Côte 405, südlich Zbečno (östlich Pürglitz), linsengroße Quarze und zersetzte Feldspate (größtenteils Kalifeldspat) in mikrogranitischer Grundmasse (p. 214).

2. Glimmerdiabas, feinkörnig (von SLAVÍK beschrieben), Kozi oltář (Ziegenaltar), hoch über dem rechten Beraunufer bei Chlum WSW. Côte 454 (p. 188).

3. Spilit = sehr feinkörniger bis dichter Diabas (von SLAVÍK beschrieben), Skomelus bei Radnic (p. 179).

4. Dichter Melaphyrmandelstein, völlig zersetzt, vom ONO.-Fuß der Studená hora unten an der Beraun zwischen „W“ (Wiese) bei rybárna Kouřimec (= Kouřimecer Fischerei) und Côte 242 nördlich Tejšovic (p. 182).

	1.	2.	3.	4.
SiO ² . . .	76,30	44,41	48,39	45,90
Al ² O ³ . . .	12,60	19,27	13,43	13,95
Fe ² O ³ . . .	3,10	10,77	9,19	9,95
FeO . . .	0,48	1,53	4,65	5,44
MgO . . .	0,03	4,28	4,26	0,11
CaO . . .	0,40	9,25	12,83	10,45
Na ² O . . .	1,32	4,01	3,23	2,04
K ² O . . .	3,46	2,08	0,99	0,48
P ² O ⁵ . . .	—	0,41	0,35	—
FeS ² . . .	—	0,71	Sp.	—
Glühverl. .	2,50 ¹	3,11	2,98 ²	12,20 ¹
Sa. 100,19	99,83 (nicht 100,02)	100,30	100,52	
Anal.: C. F. EICHLEITER	J. FRIEDRICH	J. FRIEDRICH	C. F. EICHLEITER	

B. Von Tiefengesteinen resp. Ganggesteinen treten ausschließlich spessartitähnliche Diorite auf, diese allerdings in ziemlich erheblicher Zahl (ROSIWAL'S Diabasdiiorite oder Augitdiorite).

Die Gesteine, nach J. J. JAHN die jüngsten Eruptivbildungen des Gebietes, da ein Vertreter gegenüber von Šlovic gangförmig den Melaphyr = Olivindiabas durchsetzt, bauen sich herrschend auf aus brauner Hornblende und zersetztem, bisweilen bräunlichem bis rötlichem Feldspat, der dort, wo die Zersetzung noch nicht zu weit vorgeschritten ist, sich als Plagioklas erweist. Hierzu tritt in wechselnden Mengen farblos bis grüner Augit, seltener Olivin, Magnetit und Ilmenit, sowie Apatit in beträchtlicher Menge.

Die Vollkommenheit der kristallographischen Umgrenzung der braunen Hornblende wechselt etwas, ebenso auch die Stärke des Pleochroismus; eine sehr gut, auch terminal begrenzte Hornblende von der

¹ H²O + CO².

² Rührt von Chlorit in Mandeln her.

Beraunslucht unterhalb Tejšovic ergab: a hellgraugelb, b sehr schwach graubraun, c braun, Absorption $c > b > a$, $c:c$ auf (010) $17\frac{1}{2}^\circ$.

Die Struktur wechselt etwas zwischen derjenigen basischer Ganggesteine und der Anordnung der Tiefengesteine, fast immer ist der Feldspat der jüngste wesentliche Gemengteil, in dem die farbigen Gemengteile eingebettet liegen oder der die eckigen Zwischenräume zwischen ihnen erfüllt. Anklänge an porphyrische Struktur durch große Olivine und Augite finden sich gelegentlich.

In einem Vorkommen vom Steinbruch am linken Ufer des Zbirover Baches gegenüber der Jankover Mühle tritt ein Gestein auf, das neben brauner Hornblende Olivin führt, den Plagioklas (Labradoritkern mit Albitrand) in idiomorphen Leisten und Quarz als wesentlichen Bestandteil die eckigen Zwischenräume erfüllend enthält und als spessartitähnlicher, olivinführender Quarzdiorit bezeichnet wird.

Mitgeteilt wird die chemische Zusammensetzung einer sehr basischen Varietät von Kostelic (von SLAVÍK beschrieben, von J. FRIEDRICH analysiert); die Werte SiO_2 42,40, Al_2O_3 13,94, Fe_2O_3 11,32, FeO 0,84, MnO Spur, MgO 2,53, CaO 11,95, Na_2O 6,38, K_2O 1,25, Glühverlust 4,37; Sa. 99,78 enthalten einen Druckfehler, da ihre Summe nur 94,98 beträgt.

Die geologische Stellung dieser Gesteine ist noch nicht festgestellt; wenn es Ganggesteine sind, so gehören sie sicher nicht zu den Odiniten, wie es auf Grund der älteren Beschreibungen möglich erschien (ROSEBUSCH, Physiographie. 2. 535), sondern zu den Spessartiten.

Milch.

L. Hezner: Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite, mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztales. (Min. u. petr. Mitt. 22. 1903. 437—471 u. 505—580.)

Die Verf. will an der Hand von genauen Untersuchungen über die Eklogite und Amphibolite des Ötztales und mit Hilfe der teilweise durch eigene Beobachtungen erweiterten Literatur ein Bild von der Entstehung der Eklogite und von ihren Beziehungen zu den Amphiboliten geben. Daß die letzteren Beziehungen bestehen, ergibt sich ja schon daraus, daß die Eklogite häufig die zentralen Partien von Amphibolitstöcken bilden.

Eklogite. Ähnlich ist es auch im Ötztal, und es zeigt sich zunächst, daß die strukturelle Gleichmäßigkeit dieser Gesteinsart bei außerordentlichem Wechsel im Mengenverhältnis der Komponenten und in der Art der Akzessorien charakteristisch für sie ist. Die Struktur ist meist richtungslos körnig und nur selten wird schwache Schieferung beobachtet. Der Gesteinscharakter wird bedingt durch die Kombination Pyroxen und Granat, zu denen sich als konstante Akzessorien nur Rutil, Magnetit und Pyrit gesellen. Daneben kommen lokal noch eine ganze Reihe anderer Mineralien in geringer Menge vor, so in den Ötztaler Gesteinen Hornblende, Disthen, Biotit, Plagioklas, Zoisitpidot und Quarz. Die Pyroxene

dieser Gesteine sind selten von brauner Färbung, meist Omphacite in verschiedenen Abstufungen grüner Färbung, von verschieden starker Doppelbrechung und wechselnder, aber bis zu 44° betragender Auslöschungsschiefe, wie auch von wechselnder chemischer Zusammensetzung (die Analyse des Omphacits eines Ötztaler Vorkommnisses findet sich unten wiedergegeben, An. I). Der Pyroxen ist gerne vom Rande aus mehr oder minder deutlich uralitisiert, woraus Verf. den Schluß zieht, daß der Omphacit eben nur in großer Tiefe stabil sei und sobald er in höhere Lagen kommt dem Übergang in Hornblende verfallt. Ob dabei richtige Paramorphosen entstehen, oder zerfaserte Hornblende, soll vom herrschenden Druck abhängen. Das erstere soll statische und hydrostatische Massenzustände, das letztere Kristallisationschieferung voraussetzen. Der rote, im Gegensatz zum Omphacit meist sehr einschlußreiche Granat ist nicht immer wohlbegrenzt, gewöhnlich von Rissen durchzogen, auf denen sich gerne Hornblende angesiedelt hat; seine chemische Zusammensetzung ist unten in Analyse II wiedergegeben. Nur in den Eklogiten, welche kaum Spuren chemischer Metamorphose an sich tragen, stößt der Granat unmittelbar an den Omphacit an, sonst liegt zwischen immer faserige grüne Hornblende, welche gegen den Pyroxen hin sehr hellgrün oder farblos ist, gegen den Granat hin aber an Farbenintensität allmählich zunimmt, mit Magnetit vergesellschaftet ist und als ein Mittelding zwischen Perimorphose und Umwandlungspseudomorphose aufgefaßt werden muß. Der Disthen tritt im Ötztal nur in einer dichten Varietät mit Trümmerstruktur auf. Der Biotit erscheint in winzigen Schüppchen in der Omphacitumrandung und wird für ein Umwandlungsprodukt der „kryptodiablastischen“ Hornblende angesehen. Kleine Plagioklaskörnchen nehmen an dem Hornblendering der Granaten teil. Zoisitpidot findet sich nur häufig in dynamisch stark beanspruchten Vorkommnissen. Außerdem kommen noch reichlich Rutil und Erze, spärlich Quarz zur Beobachtung. Die chemische Zusammensetzung der Ötztaler Gesteine ergibt sich aus Analyse III und IV (vom Sulztal und Burgstein — aus letzterem auch der analysierte Granat und Omphacit). Es ergibt sich daraus die chemische Übereinstimmung mit Gabbromagmen. Daraus wird auf die Entstehung des Eklogits aus Gabbro geschlossen, indem sich Olivin und Plagioklas in Granat, Diallag in Omphacit umsetzen. Diese Umwandlung soll sich entsprechend den Ansichten von VAN HISE in großer Tiefe unter hoher Temperatur vollzogen haben, und die hier und da vorkommende Kataklyse soll einem späteren Vorgang entsprechen.

Eklogitamphibolite. Sie entwickeln sich durch Überhandnehmen der sekundären Hornblende in den Eklogiten und zwar in zwei Typen, deren einer charakterisiert ist durch eine kompakte, geschlossene, nicht radiale Hornblendezone um den Granat und so einen porphyrtartigen Granatamphibolit mit dichter, nephritisch erscheinender Grundmasse darstellt, während der andere Typus durch körnige oder leistenförmige Hornblende, die um den Granat radial geordnet ist, ausgezeichnet erscheint und so als körniger Granatamphibolit anzusprechen ist. Der erstere Typus erscheint im Ötztal beim Nordaufstieg zum Burgstein, ist fast stets massig

und besteht aus einer nephritischen Grundmasse mit hirsekorngroßen Einsprenglingen von Granat. Es läßt sich dort die ganze Entwicklungsreihe vom reinen Eklogit an aufstellen. Mikroskopisch ist es ein äußerst feinkörniges Gestein, dessen Hornblende von etwas wechselnder grüner Färbung eine Auslöschungsschiefe von $16-21^{\circ}$ besitzt. Neben den Omphacitresten findet sich in geringer Menge ein Bronzit mit schwarzem Rand, der aus Hornblende und Plagioklas zu bestehen scheint, oder auch Bronzit mit einem aus Zoisitepidot bzw. chloritisiertem, feinschuppigem Biotit bestehendem hellen Rand. Der Granat ist häufig von außen oder von den Sprüngen her pseudomorphosenartig in Hornblende umgewandelt. Im Innern findet sich dann aber auch Plagioklas, Magnetit, Epidot oder Chlorit als Neubildungsprodukte. Zur Hornblendebildung liefert aber zweifellos der Pyroxen auch einen Teil des Materials. Plagioklas kommt in der Grundmasse auch in Flecken, Zügen oder Schlieren vor und steht in diesen Fällen zwischen Labradorit und Bytownit. Kleine vorhandene Quarzkörnchen haben gewöhnlich ein Kränzchen von Hornblendenadeln. α - und β -Zoisit tritt ähnlich auf wie der Plagioklas, Epidot in der Grundmasse in farblosen Splittern, Rutil, Erze und Biotit wie in den Eklogiten. Aus der Analyse V eines Gesteins vom Burgstein ergibt sich die Übereinstimmung mit den Eklogiten und Gabbromagmen. Kataklastische Phänomene sind hier viel seltener. Der Druck bei der Bildung nähert sich dem hydrostatischen, und es liegt der Entstehungsplatz des ersten Typus in dem oberen Gürtel der tieferen Zone. Der zweite Typus tritt hauptsächlich in der Schutthalde und am nördlichen Aufstiege des Burgstein auf. Er ist gegenüber dem ersten Typus charakterisiert durch eine dunklere, mehr graugrüne Färbung, durch ein gröberes, mehr ungleiches Korn und dadurch veranlaßte fleckige Entwicklung der Grundmasse. Die Hornblende wird um so gröber, je mehr die Omphacitkerne verschwinden, und damit erscheint auch reichlicher Plagioklas. Ihre Natur ist schwankend, und zwar ist sie um so stärker doppelbrechend, je stärker doppelbrechend der zugehörige Omphacit war. Ihre maximale Auslöschungsschiefe schwankt zwischen 18° und 23° . Je gröber die Hornblende des Grundgewebes entwickelt ist, desto ausgeprägter wird die radiale Ausbildung der Granathülle, desto mehr nimmt sie die Formen echten Kelyphits an. Die Analyse VI stammt von einem schon völlig von Omphacit freien Gestein, welches einzelne Quarzaggregate enthielt. Diese Gesteine sind durch eine rein chemische Metamorphose aus dem Eklogit entstanden. Der Druck ist annähernd ein hydrostatischer, und die durch diesen Typus gegebene Gleichgewichtslage entspricht einer weniger großen Tiefe als die Entstehungszone des Eklogits. Von beiden Typen lassen sich aus der Literatur eine Anzahl von Beispielen anführen. In einem kurzen Abschnitt zeigt Verf., daß echte Uralitisierung (d. h. die Bildung von Pseudomorphosen von Hornblende nach Augit) in Eklogiten und Amphiboliten ein weitverbreiteter Vorgang ist.

Kelyphitamphibolite. Dies sind Gesteine, welche einfach eine Weiterentwicklung der vorhergehenden Typen darstellen. Es tritt dem-

nach der Pyroxen fast ganz zurück, und grüne Hornblende, Plagioklas und Granat sind die herrschenden Gemengteile, während der Omphacit ganz durch mikropegmatitartige Verwachsungen von Hornblende und Plagioklas ersetzt ist. Auch äußerlich ist eine große Ähnlichkeit mit dem vorhergehenden Typus II vorhanden, nur der Kelyphit tritt manchmal als dunkelgrüner rundlicher Flecken hervor. Die Hornblende ist auch hier schwankender Art mit 20—26° Auslöschungsschiefe. Der Granat erscheint stets von einer Kelyphitzone umgeben, und zwar setzt sich diese Zone zusammen aus grüner Hornblende, Plagioklas und Magnetit, zuweilen etwas Biotit, Quarz und Epidot. Um den Granat schließt sich meist eine radiale Zone von mit Plagioklas verwachsenen Hornblendeleistchen, dann folgt ein Kranz von Magnetit und dann ein Ring von Hornblendekörnern. Diese Zonen wiederholen sich manchmal und dringen auch auf den Rissen in den Granat ein; sie sind aus dem Granat unter Mitwirkung der umgebenden Substanzen entstanden. In manchen der Umwandlungsprodukte findet sich auch Biotit oder Epidot. Der Plagioklas bildet das außerordentlich feine Grundgewebe und ist wahrscheinlich ein Oligoklasandesin. Die Akzessorien sind die gleichen wie in den anderen Gesteinen. Die Analyse VII eines Stückes von Umhausen zeigt die Übereinstimmung mit den anderen Typen. Hier werden auch zwei verwandte Gesteine aus dem Mont Blanc-Gebiet und aus dem Schwarzwald beschrieben.

Gewöhnliche Amphibolite. Bei diesen Gesteinen werden drei Arten unterschieden, die aber durch vielfache Übergänge miteinander verknüpft sind: Amphibolite mit echter Gabbrostruktur; solche, deren Gabbrostruktur durch Schieferung verwischt wird; solche, deren Gabbrostruktur bei richtungslos körniger oder schiefriger Textur durch annähernd idiomorphe Entwicklung der Hornblende verdeckt ist. Allen diesen Gesteinen fehlen diablastische Gebilde. Makroskopisch ist hier und da Lagenstruktur zu beobachten. Der erste Typus ist im Ötztal nicht häufig, dagegen werden Stücke aus dem Pitztal, von Aschbach, aus dem Kühetai, aus dem Gebiet des Mont Blanc und vom Schwarzwald beschrieben. Die Hornblende ist in den letzten beiden Vorkommnissen bräunlich, in dem von Kühetai blaßgrün und in den anderen blaugrün, dabei immer von mehr als 20° Auslöschungsschiefe. Der Feldspat gehört wohl in allen Fällen zur Reihe Andesin-Labradorit. Einige Gesteine sind granatführend. Die Gesteine des zweiten Typus sind geologisch mit denen des ersten aufs engste verknüpft. Die Vorkommnisse vom dritten Typus gehören den drei Profilen Sölden, Burgstein, Umhausen und außerdem verschiedenen anderen alpinen Lokalitäten an. Der Charakter der Söldener Gesteine ist ein dioritischer, die Gesteine vom Burgstein stellen nur eine strukturelle Abänderung der Eklogitamphibolite dar, die von Umhausen sind Granatamphibolite und diesen schließen sich auch die übrigen beschriebenen Vorkommnisse an. Die Hornblende ist durchweg blaugrün und zeigt beträchtliche Auslöschungsschiefe; aus einem Gestein von Umhausen isoliert ergab sie die unter VIII wiedergegebene Zusammensetzung (IX die Analyse des Granats aus dem gleichen

Stück). Die Plagiokläse, welche in den Gesteinen von Umhausen meist sehr stark epidotisiert sind, stehen gewöhnlich zwischen Andesin und Labradorit, und nur in dem Vorkommen vom Burgstein scheinen sie reicher an Natrium zu sein. Im übrigen treten die üblichen Akzessorien auf, und es soll hier nur noch bemerkt werden, daß unter den zuletzt genannten Vorkommnissen solche sind, welche man als quarzreiche, phyllitartig texturierte Amphibolite sedimentären Ursprungs zu bezeichnen hat. Alle diese Amphibolite schließen sich bezüglich ihrer Bildung an die Kelyphitamphibolite an und sind wohl im wesentlichen unter „Streiß“ entstanden, aber die weitgehende Ersetzung des Plagioklas durch Zoisit und Epidot weist auf oberflächliche Verwitterung hin. Die Analyse X eines Gesteins von Umhausen läßt auch hier die Übereinstimmung mit einem Gabbromagma erkennen.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO ₂	54,21	38,73	44,06	46,26	48,22 ¹
TiO ₂	0,46	0,34	2,29	0,28	1,07
Al ₂ O ₃	10,91	19,76	17,63	14,45	16,51
Fe ₂ O ₃	3,12	5,45	3,40	4,41	2,64
FeO	1,33	19,31	9,96	5,82	5,78
CaO	14,61	7,87	11,58	11,66	13,46
MgO	10,03	8,92	7,19	11,99	8,26
K ₂ O	0,92	—	0,91	1,51	0,47
Na ₂ O	4,51	—	2,92	2,45	3,23
H ₂ O unter 110° . .	0,05	—	0,12	—	—
H ₂ O über 110° . .	—	—	0,17	1,10	0,66
Summe	100,15	100,38	100,23	99,93	100,30
Spez. Gew.	3,33	4,0	3,54	3,45	2,979
	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO ₂	53,77	48,29	48,68	37,97	48,77
TiO ₂	1,19	1,79	0,35	0,42	0,88
Al ₂ O ₃	14,51	13,94	14,37	19,18	18,74
Fe ₂ O ₃	3,55	9,61	4,00	2,61	7,21
FeO	8,43	4,20	8,29	26,35 ¹	3,43
CaO	8,64	9,18	10,32	9,47	9,47
MgO	5,38	6,80	11,71	3,80	6,00
K ₂ O	0,87	1,00	1,06	—	1,13
Na ₂ O	2,76	3,54	2,41	—	3,24
H ₂ O unter 110° . .	0,15	0,10	0,23	—	—
H ₂ O über 110° . .	0,30	1,29	0,54	—	1,04
Summe	99,55	99,74	99,96	99,98 ¹	99,91
Spez. Gew.	3,24	3,131	3,29	4,3	2,91

G. Linck.

¹ MnO 0,18.

H. Graf Keyserling: Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 52. 311—352. 1 Kartenskizze. 15 Fig. 1903.)

Die Untersuchung der Laven und Tuffe des Gebietes zwischen Valle di S. Lucano und Val Falcade, nordwestlich von Agordo, führt zu folgendem Ergebnis:

Die Laven und Tuffe des untersuchten Gebietes sind gleichalterig mit den Wengener und Cassianer Dolomiten und Mergeln; die Produkte der submarinen Eruptionen lagerten sich auf dem Meeresboden ab, während gleichzeitig mächtige Diploporenanhäufungen (die „Riffe“) in die Höhe wuchsen. Die Haupteruptionsstelle der ziemlich gleichartigen augitporphyritischen Massen befand sich wahrscheinlich ungefähr in der Mitte des Gebietes, in der Nähe des Mte. Caoz, worauf das lediglich auf dessen Umgebung beschränkte, hier aber gewaltige Vorkommen von Bomben, besonders eines alkalireichen Differentiationsproduktes („Orthoklasporphyr“) hinweisen; östlich und südöstlich von diesem Gebiet finden sich hauptsächlich Tuffe, vielleicht „entsprechend der mutmaßlichen Richtung der Explosion“, während die Laven im Westen den großen Komplex um die Cimone della Stia bilden, wohin sie wohl infolge des damaligen Gefälles abflossen. Doch liegt auch die Möglichkeit vor, daß diese Lavamassen aus mehreren Spalten emporgequollen sind.

Die Augitporphyrite resp. Melaphyre dieses Gebietes unterscheiden sich nicht erheblich von den entsprechenden Gesteinen des übrigen Südtirols, nur fehlt die in anderen Teilen häufige Hornblende gänzlich. Nach der Natur der makroskopisch sichtbaren Einsprenglinge lassen sich drei Gruppen unterscheiden: 1. flaschengrüne, bis über 2 cm große Augite sind fast allein zu sehen; 2. Augite und bis 3 cm große Plagioklase sind in ungefähr gleicher Menge vorhanden; 3. Plagioklas herrscht vor; doch „kommen alle nur möglichen Übergänge vor; nur die Grenzglieder sind scharf charakterisiert und lokalisiert“.

Der Augit, nur als Einsprengling vorkommend, häufig polysynthetisch verzwilligt, wird nach seinem optischen Verhalten in die Nähe der Diopsid-Hedenbergit-Reihe gestellt und mit dem von BECKE aus den Andesiten von Alboran beschriebenen verglichen. Bei der Beschreibung der Feldspate wird im Gegensatz zu TSCHERMAK und DOELTER betont, daß Kalifeldspat nicht aufgefunden werden konnte; die Plagioklase sind basisch (mit 50—80% An), oft zonar, wobei in einem Gestein von der Forcella Gesureta immer der Kern saurer war als der Mantel — unter den Zersetzungsprodukten wird Analcim vermutet. Die Mikrolithen der Grundmasse sind erheblich saurer, in der Hauptmasse wohl Andesin. Olivin, stets zersetzt, fehlt nirgends, ist aber niemals in großer Menge vorhanden. Hinzu tritt Magnetit, Apatit, in der Grundmasse Glas in sehr wechselnder Menge.

In den Augitporphyriten finden sich regellos verstreut dichte Plagioklasaggregate, die in einer fast ausschließlich aus Feldspatmikrolithen

bestehenden Grundmasse „Breccien von dicht ineinander verzahnten, meist herrlich frischen Labradoren, die reich an Magnetit- und Glaseinschlüssen sind“, enthalten; sie werden als saure, durch lokale Differentiation entstandene Ausscheidungen betrachtet.

Nur in Auswürflingen, Bomben und Lapilli kommt in der nächsten Nähe des Mte. Caoz ein als Orthoklasporphyr bezeichnetes Gestein vor, das dem unbewaffneten Auge in einer fleischroten oder dunkelbraungrünen Grundmasse weiße bis rote Feldspate, Biotit und untergeordnet kleine Augite zeigt. Der herrschende Feldspat ist Sanidin, nicht selten perthitisch verwachsen oder unwachsen von Natronorthoklas, viel seltener ist Albit und saurer Oligoklas. Als Zersetzungsprodukt des Feldspates tritt ein farbloses, isotropes, schwach lichtbrechendes Mineral auf, das sich in HCl löst und aus der Lösung NaCl ausscheidet: auf Grund dieser Eigenschaften wird es als Analcim angesprochen. Der rotbraune Biotit ist fast gänzlich umgewandelt: auf einen opaken Rand folgt eine schmale Biotitzone, während das Innere aus Quarz besteht. Augit hat die Eigenschaften des Augitporphyritmengenteils, tritt aber, wenn auch nicht sehr häufig, hier auch in der Grundmasse auf. Oft ist er in Quarz umgewandelt. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Kalifeldspatmikrolithen und zersetztem Glas, sekundärer Quarz ist auch in ihr sehr verbreitet. Die Struktur ist trachytoid.

Verf. nimmt zur Erklärung dieser Bomben etc. an, daß ein alkalireiches Differentiationsprodukt des basischen Hauptmagmas vor der Eruption der basischen Ergüsse empordrang, lakkolithisch erstarrte und später von den basischen Gesteinen durchbrochen und zerschmettert wurde. „Im heißen, glutflüssigen Magma wurden diese Bomben stark von Kieselsäure imprägniert.“

Milch.

M. Kaech: Geologisch-petrographische Untersuchung des Porphyrgebietes zwischen Lago Maggiore und Valsesia. (Ecl. geol. Helv. 8. No. 1. 1903, 47—166. 1 Karte, 1 Profiltaf., 5 Taf. Mikrophotogr.)

Verf. gibt zuerst eine historische Übersicht über die zahlreichen in diesem Gebiet ausgeführten geologischen Forschungen. Darauf folgt eine kurze geologische Beschreibung: Der sogen. „Strona-Gneis“ und die „Glimmerschiefer von Orta“, die im Norden durch den Amphibolitzug von Ivrea vom Monte Rosa-Gneis getrennt sind, im Süden unter Pliozän und Diluvium der Po-Ebene tauchen, sind im Nordwesten von zahlreichen Granitmassen durchsetzt. An ihrem Südostrand lagern diskordant über ihnen Porphyrit- und Porphyrdecken, die ihrerseits teilweise von mesozoischen Sedimenten (Trias und Lias) konkordant bedeckt werden. Sedimente und Porphyre bilden den Südschenkel einer flachen Antiklinale. Die Porphyrite sind nur spärlich in den tiefsten Einschnitten aufgeschlossen, besitzen aber wahrscheinlich in der Tiefe größere Ausdehnung.

Von den darüber lagernden Porphyren sind die Porphyrite in der Regel durch Porphyritsandsteine, Porphyrtuffe, tufföse Breccien und Kon-

glomerate getrennt. Über den Porphyren lagern wiederum porphyrische Trümmergesteine. Als Fazies der Porphyre kommen sehr basische, dunkle Felsophyre vor, die den Porphyriten ähnlich sehen.

Im einzelnen werden geologisch beschrieben: 1. Das Gebiet von Arona; 2. das Porphyrgebiet von Inverio superiore; 3. die Porphyredecke von Gozzano; 4. das Gebiet von Maggiora—Grignasco—Borgosesia; 5. der Gang von Orta; 6. die Gänge im Vina-Tal.

Die sehr eingehende, eine reiche Fülle von Beobachtung bietende petrographische Beschreibung bezieht sich zuerst auf die Porphyrite und die porphyritischen Tuffe und Breccien, sodann auf die Quarzporphyre und quarzfreien Porphyre und deren Tuffe und Breccien.

Die Porphyrite zeigen als Einsprenglinge höchst selten Quarz, meist zersetzten Plagioklas, der als basischer Andesin oder saurer Labrador bestimmt wurde. Ferner rhombischen Pyroxen, der selten noch als Hypersthen bzw. als Diaklasit zu erkennen ist, meist aber pseudomorphosiert durch Eisenerz und verschiedene Zersetzungsprodukte auftritt. Selten ist Augit oder Biotit.

Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, Magnetit in den mehr braunen Gesteinsvarietäten, Ilmenit mit Leukoxen in den schwarzen und grauen.

Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Plagioklasleistchen, die gelegentlich fluidal geordnet sind und zu trachytoidem Habitus Veranlassung geben. Glasbasis war vielfach vorhanden, ist aber meist entglast und sekundär krypto- bis mikrokrystallin. Typische Vitrophyre finden sich nur als Einschlüsse in den Tuffen. Diese Tuffmassen bestehen im wesentlichen aus kleinen Fragmenten von verschiedenen Porphyritvarietäten, einzelnen Plagioklasbruchstücken und Chloritfetzen, verkittet durch eine felsitische Grundmasse, die wesentlich aus Feldspat besteht mit reichlich Eisenerz, Calcit und Chlorit.

Aus den Quarzporphyren und quarzfreien Porphyren sind als Einsprenglinge beschrieben: Orthoklas in mannigfaltiger, auch mikropertithischer Verwachsung mit Albit. Daneben wurde auch sekundärer Mikropertith beobachtet. Plagioklas wurde beim Quarzporphyr aus der Albit-Oligoklasreihe beobachtet, beim quarzfreien Porphyr ist es basischer Oligoklas bis Labrador. Der oft korrodierte Quarz zeigt gelegentlich Spaltbarkeit nach dem Rhomboeder. Biotit ist häufig. Andere dunkle Gemengteile treten nur als Pseudomorphosen auf. Als weitere Gemengteile werden erwähnt: Titaneisen, Magnetit, Zirkon, Apatit, Titanit, Turmalin, Pyrit. Bei der Aufzählung der einzelnen Vorkommen finden sich eingehende Beschreibungen der sehr mannigfaltig gestalteten Grundmasse. Sie ist vielfach granophyrisch und häufig als entglaste Basis zu betrachten. Eine größere Anzahl von Analysen, die RICCIARDI angegeben hat, sowie einige neue, werden zur Charakteristik der Gesteine verwertet. Bemerkenswert sind besonders natronreiche Typen aus dem Nespolotobel. Aus der Nähe von Arona und Angera werden violette Felsophyre als basische Randfazies der roten Granophyre erwähnt. Analoge Erscheinung zeigen die „gemischten Gänge“ im Vina-Tal. Die Gangmitte der-

selben wird gebildet von Quarzporphyr (z. T. Granophyr), die Salbänder von einem basischen, hornblendehaltenden Ganggestein, das Verf. mit den sogen. „Gangmelaphyren“ vergleicht.

Aus den Porphyrtuffen werden typische Aschenstrukturen beschrieben mit mannigfaltigen Entglasungserscheinungen. Als Einschlüsse in den Tuffen finden sich Porphyr, Porphyrit und Bruchstücke kristalliner Schiefer.

Das Alter der Ergüsse ist dem der Luganer Porphyre gleich zu achten, also permisch. Verf. spricht die Vermutung aus, daß die Porphyreergüsse effusive Äquivalente der in den Strona-Gneisen vielfach eingedrungenen Granitmassen darstellen. Es wird u. a. auf die chemische Übereinstimmung der natronreichen Porphyre des Napolotobels mit dem weißen Granit vom Monte Orfano hingewiesen.

In der Nähe der Granitmassive durchsetzen vielfach saure und basische Ganggesteine den Gneis, die höchst wahrscheinlich mit der Granitintrusion zusammenhängen. Sie zeigen gewisse Übereinstimmung mit den im Porphyrgelände auftretenden Gängen.

Daß gegenwärtig die Porphyre auf gleichem Niveau liegen mit den Graniten und diese sogar teilweise berühren, ist durch Einbrüche verursacht.

H. Preiswerk.

Alessandro Roccati: Ricerche petrografiche sulle valli del Gesso (Valle del Sabbione). (Atti R. Accad. di Torino. 38. 22. März 1903. 429—447. Mit 1 Taf.)

—: Ricerche petrografiche sulle valli del Gesso (Valle della Meris e Rocca Val Miana). (Ibid. 14. Juni 1903. 929—940.)

In den Westalpen ist bisher das Massiv des Mercantou und der Argentera noch sehr wenig petrographisch behandelt worden. Die Val del Gesso erschließt dasselbe, und diese beiden Aufsätze geben eine petrographische Detailbeschreibung der zur Val del Gesso führenden Seitenfurchen Valle del Sabbione, Valle della Meris und Rocca Val Miana. In dem ersten Nebental kommen Gneise vor, in welchen Granite und dioritische Gesteine stecken. Die Diorite sind von FRANCHI kurzweg als basischere Massen bezeichnet, aber nicht bestimmt worden. Es handelt sich um schieferige, quarzföhrnde Hornblendediorite mit starker Kataklastenstruktur. Plagioklas waltet vor, bildet sogar mit Quarz selbständige helle Bänder; als basisches Mineral haben wir Hornblende in drei Varietäten, normale braune, bläuliche und farblose, die sich mannigfach vergesellschaften, wirt und regelmäßig verwachsen, sogar dicht miteinander verfilzt sind. Das Gestein umschließt dunkle Ausscheidungen, die fast allein aus den drei Amphibolen bestehen, führt reichlich Zirkon, Titanit und etwas Orthoklas. Der Quarz ist stellenweise sehr reichlich, anderswo fehlt er oder macht einen sekundären Eindruck. Also handelt es sich um einen Quarzhornblendediorit, wenn nicht um einen Natronamphibolgranit. Die Gneise sind Amphibol-, Biotit- oder Zweiglimmergneise, oft normal, mitunter fein ge-

bändert, die Granite gliedern sich in Hornblende-, Hornblendeglimmer- und Zweiglimmergranite. Alles macht den Eindruck, da mannigfache Übergänge vorhanden sind, als ob es eigentlich ein Gesteinskomplex sei. In der Valle della Meris und bei Rocca Val Miana herrschen Gneise vor, unter denen Augengneise, Chlorit- und Enstatit-, sowie Labradorit-Hypersthengneise auffallen. Der Hypersthen ist mit Biotit vergesellschaftet, Enstatit bildet unregelmäßige Körner; bemerkenswert ist ferner ein Chloritgneis durch seine lichtbläuliche Farbe. In diesen Massen sind Adern und Bänder von Quarzit, von Mikroklinpegmatit, von Plagioklasaugitgesteinen etc. eingeschaltet, ferner sogen. Grünsteine, die im wesentlichen Amphibolite und Granatamphibolite mit Chlorit, Augit, Orthoklas, Chlorit, Apatit, Rutil, Titanit und Eisenerzen als Nebengemengteilen darstellen.

Deecke.

S. Franchi: Sul rinvenimento di nuovi giacimenti di rocce giadeitiche nelle Alpi occidentali e nell' Appennino ligure.

V. Novarese: Nuovi giacimenti piemontesi di giadeitiche e rocce giadeitoidi.

A. Stella: A proposito della diffusione delle rocce a giadeite nelle Alpi occidentali. (Boll. Soc. Geol. Ital. 22. 130—134, 135—140, 141—142. Roma 1903.)

Nachdem es schon im letzten Jahrzehnt gelungen war, erst in den Schottern der piemontesischen Flüsse, dann auch anstehend jadeitische Gesteine an den Gehängen der entsprechenden Täler nachzuweisen, bringen diese drei Notizen weiteres Material zur Verbreitung der Jadeite und Chloromelanite in den oberitalischen Gebirgen. Zunächst konstatierte FRANCHI solche am Abhang des Lys am Mte. Rosa, und zwar in Knauerform in Glimmerschiefern. Die ganze Serie reicht in die Schweiz hinüber, wodurch sich die nordalpinen, in den Pfahlbauten gefundenen Stücke vielleicht zwanglos erklären. Sehr feinkörnige Jadeite kommen in der Val del Gorzente im Serpentinegebiete, ferner bei Casaleggio vor, wo sie aus dem tortonischen Konglomerat herrühren und wohl ursprünglich aus dem Appennin stammen. — NOVARESE beschreibt dann einzelne Funde petrographisch, nämlich: 1. ein Gerölle aus dem Bormidabett bei Cassine; dies ist smaragdgrün, etwas schieferig, gelblich geädert und besteht aus Jadeitfilz mit Chloritblättchen; 2. ein Stück von Ollomont bei Aosta, das aus der Prasinitzschieferzone der umgebenden Höhen herabgefallen sein mußte; neben Jadeit enthält es akzessorisch Chlorit, Epidot und Titanit; 3. sind Omphacite mit Jadeithabitus in den Talkschiefern und Serpentin des Col Barrant am Mte. Viso beobachtet, wo sie mit Granat, Chlorit, und Pyrit eklogitische Massen bilden; 4. wurde in dem Bach Savenca bei Issiglio (Val Chiusella) ein Geröll gesammelt, das aus Glimmerschiefern oder Eklogiten herkommen wird und dadurch abweicht, daß in dem Jadeitfilze Quarzkörner, Muscovit, Labradorit, Granat und Rutil mit opakem

Erze als akzessorische Bestandteile vorkommen. Das letzte und fünfte Stück wurde bei Mompiano unweit Locana (Val dell' Orco, Ivrea) beobachtet und ist ein typischer Jadeit. — Zu diesen Angaben fügt STELLA hinzu, daß solche Gesteine rings um Piemont herum im Gebirge nachgewiesen seien, von den Ostalpen über die Cottischen und Penninischen Berge bis Biella, ja bis zur Val Sesia, und zwar kämen zwei Zonen, die der sogen. Grünschiefer und die eklogitischen Glimmerschiefer, als Ursprungsstätten in Betracht. Im allgemeinen spärlich im Anstehenden vertreten, reichern sich diese schweren und harten Gesteine im Flußschotter an und können in diesem leicht in Menge gesammelt werden. FRANCHI meint, die Jadeitfrage, welche vor 30 Jahren gestellt war, ist für Italien und wohl auch für die Schweiz heute in dem Sinne, daß es einheimische Gesteine sind, gelöst.

Deecke.

J. Petersen: Ergebnisse der petrographischen Untersuchung der im Zentralen Tien-schan und Dsungarischen Ala-tau während der SAPOSCHNIKOW'schen Expedition im Sommer 1902 von Dr. MAX FRIEDERICHSEN gesammelten kristallinen Gesteine. [Anhang II zu Dr. MAX FRIEDERICHSEN, Forschungsreise in dem Zentralen Tien-schan und Dsungarischen Ala-tau (Russisch Zentral-Asien) im Sommer 1902.] 52 p. 3 Karten, 4 Tafeln mit Mikrophotogr. Hamburg 1904.

Der vorliegende Anhang enthält kurze mikroskopische Diagnosen der von FRIEDERICHSEN im Zentralen Tien-schan und Dsungarischen Ala-tau gesammelten Gesteine; sie sind nicht systematisch, sondern der Routenbeschreibung FRIEDERICHSEN's entsprechend angeordnet.

Die Aufsammlungen ergeben die unbedingte Vorherrschaft von Amphibolbiotitgraniten, die, allerdings in allen für Amphibolbiotitgranite möglichen Abänderungen der Zusammensetzung, Struktur, Korngröße und Farbe, sehr oft stärkere oder schwächere Druckerscheinungen aufweisend, in dem ganzen Gebiet auftreten. Mit ihnen verbunden und zweifellos generisch nicht verschieden finden sich sehr häufig Biotitgranite. Augitführende Granite spielen nur eine geringe Rolle; von seinem gelegentlichen Auftreten in der Hauptvarietät abgesehen, findet sich fast farbloser, rings von Muscovit unwachsener Augit in einem feinkörnigen hellroten Muscovitgranit von der Granithochfläche Kok-dschatá am Nordabhang des Dsungarischen Ala-tau und ferner in einem eigentümlichen, als „Amphiboldiallaggranit (?)“ bezeichneten, an gemeiner Hornblende, Diallag und braunem Glimmer sehr reichen Gestein, dessen Feldspate vollgespickt von kleinen Pyroxenkörnern sind und das arm an Quarz ist. Verf. bemerkt hierzu: „Das Gestein nähert sich stark den Dioriten. Möglicherweise gehört es zu den kristallinen Schieferen, ist also als Diallagamphibolit zu bezeichnen, da es einen auffallenden Mangel an Idiomorphismus der Gemengteile zeigt.“ Die nirgends herrschenden muscovitführenden Granite werden als Abänderungen des herrschenden

Granites aufgefaßt. [Ref. fällt auf, daß Muscovit fast immer in Gesteinen auftritt, deren Biotit stark zersetzt ist.] Als neuer Typus des Granits wird ein porphyrtiger, rapakiwiähnlicher Titanitgranit aus dem Flußbett des Ala-aigir (vom Khan-Tengri-Massiv stammend) bezeichnet, der schon makroskopisch meist kleine, doch vereinzelt bis $\frac{1}{2}$ cm lang werdende Titanite erkennen läßt; sie treten, wie das Mikroskop zeigt, besonders mit Biotit vergesellschaftet auf und erfüllen bisweilen das ganze Gesichtsfeld; im übrigen macht das Gestein den Eindruck eines gepreßten und verwitterten Biotitgranits.

Granitporphyre sind selten; von typischen Ganggesteinen enthält der Granit Aplite, ferner südlich von Wjernyj im Zentralen Tien-schan Vogesite (ein Gemenge von brauner, langsäulenförmiger Hornblende, etwas spärlicherem und weniger gut kristallisiertem, fast farblos durchsichtig werdendem Kalifeldspat) und in demselben Gebiet vogesitartig zusammengesetzte und struierte basische Ausscheidungen, aufgebaut aus Hornblende, Biotit, kurzsäuligen Feldspaten und Erz. Minette vom Typus der Grube Himmelsfürst bei Freiberg wird als Gang in den Konglomeraten und Sandsteinen der Buam-Schlucht (etwas nordwestlich vom Westende des Issyk-kul) beschrieben.

Quarzporphyr, gewöhnlich typischer Felsitporphyr mit oder ohne Fluidalstruktur, ist ziemlich verbreitet, besonders im Dsungarischen Alatau und in der Umgebung des Issyk-kul.

Augitsyenit wird beschrieben von der Mainák-Kette, nordwestlich vom Westende des Issyk-kul (Kalifeldspat vorherrschend, hellgelblichgrau durchscheinender Augit, gemeine Hornblende, Biotit) und vom Paß Alabásch (im Süden des westlichsten Teiles des Issyk-kul), hier zu zwei Drittel aufgebaut aus hellgelblichgrau durchsichtigem Augit, zu einem Drittel aus moiriertem Kalifeldspat und vielleicht zersetztem Nephelin als Zwischenklemmungsmasse; Erze fehlen.

Beschrieben werden ferner dioritische Gesteine, verbreitete, aber offenbar niemals mächtige Diabase (hauptsächlich vom Öje-Typus TÖRNEBOHM's).

Gneise sind in dem untersuchten Gebiet ebenso wie nach den Untersuchungen ROMANOWSKY's im westlichen Tien-schan recht selten und im Handstück oft nicht von Granit zu unterscheiden.

Schließlich werden Amphibolite und Strahlsteinschiefer, bisweilen wohl in Beziehung mit nicht sauren Eruptivgesteinen stehend, erwähnt.

Petrographisch ist somit das ganze Gebiet überraschend einförmig zusammengesetzt.

Milch.

G. C. Du Bois: Beitrag zur Kenntnis der surinamischen Laterit- und Schutzrindenbildungen. (Min. u. petr. Mitt. 22. 1-61. 1903.)

I. Die Lateritbildungen. Laterite sind Verwitterungsprodukte, welche stets durch einen großen Gehalt an oxydischen Eisenerzen und an

Tonerdehydrat in wechselndem Verhältniß charakterisiert sind. So entstehen einerseits fast reine, hochprozentige Eisenerze und andererseits eisenarmer Beauzit. Die Laterite zerfallen in zwei Gruppen: 1. eluviale oder primäre, kieselsäurereiche, und 2. alluviale oder sekundäre, tonerdehydratreiche Laterite. Die ersteren entstehen aus alkaliarmen Eruptivgesteinen (Diabasdiorit) in situ unter Einwirkung teils pneumatolytischer, teils durch Zersetzung von Kiesen entstandener Schwefelsäure, indem sich hierbei neben hydratischem Aluminium- und Eisenoxyd freie Kieselsäure (manchmal auch Gold) bildet. Mikroskopisch läßt sich meist die Abstammung noch erkennen. Die harten, zerfressenen Gesteinen gleichenden nennt man „Kakerlakiston“. Für die alluvialen Laterite ist vor allem die Anreicherung von Tonerdehydrat oder von Eisenoxydhydrat neben dem Zurücktreten der Kieselsäure charakteristisch. Die Ansammlung von Tonerde tritt besonders dort ein, wo das Eisen entweder durch vorzeitige Abscheidung schon entzogen ist, oder durch Einwirkung von Humussäuren etc. später entfernt wurde. Die Bildung reiner Eisenerze ist darauf zurückzuführen, daß zur Fällung des Aluminiums aus den Sulfatlösungen nicht genügend Karbonate vorhanden waren. In beiden Fällen treten öfters oolithartige, d. h. konzentrisch-schalige, aber nicht radialfaserige Bildungen auf. In beiderlei Lateriten findet man nicht selten Freigold, das dann gerne mit einer schwarzen Eisenoxydschicht bedeckt ist.

II. Schutzzrindenbildung. Die Rinden, von denen hier die Rede ist, bilden sich in einem feuchten Tropenklima auf zersetzten und frischen Gesteinen, die bald einen Gehalt an Eisen und Mangan haben, bald vollständig frei davon sind. Sie werden eingeteilt in „epachorische“ und „anachorische“ (von ἀχορ, der Schorf), von denen die ersteren so entstanden sein sollen, daß das Material der Rinde von außen zugeführt wurde (z. B. bei Quarzit), während bei den anderen das zersetzte Gestein selbst den Stoff zur Rinde lieferte. Im ersteren Falle ist also das unterliegende Gestein so gut wie unzersetzt und die Rinden bilden sich sehr langsam. Diese Gruppe und ihre Auffassung deckt sich also vollkommen mit den von Ref. beschriebenen Dingen. Die zweite Gruppe, die der anachorischen Rinden, welche sich sehr schnell bilden — im Verlauf einer einzigen regenarmen Periode bis zu beträchtlicher Dicke —, entstünde durch das an die Oberfläche Treten der im Gestein selbst gebildeten Lösungen, was natürlich nur in feuchtem Klima denkbar ist.

[Wenn Verf. behauptet, nicht die direkte Insolation, wie bis heute behauptet wurde, sondern allgemein die stärkere Erwärmung der Gesteinsoberfläche trage die Schuld an der Bildung der dunklen Rinden, so ist das eine Verdrehung der Tatsachen, denn man hat dabei immer nur an die Wärmewirkung der Sonne und an nichts anderes gedacht. Wenn ferner Verf. von einer Rinde spricht, die sich zum Schutze des Gesteins bildet, so muß man gegen eine derartige Übertragung von Begriffsdeutungen aus dem Gebiete der Selektionstheorie in das Gebiet der anorganischen Natur Widerspruch erheben. In diesem Sinne ist das Wort „Schutzzrinde“ überhaupt ein ganz verfehlter Begriff.]

Die mitgeteilten Analysen sind folgende: I. Schlackenartiger diabasischer Oberflächenlaterit (Analyt. KUPFFER). II. Dichterer Oberflächenlaterit (Analyt. HEFFELMANN). III. Gebleichter diabasischer Tiefenlaterit (Analyt. F. MAYER). IV. Zugehöriger frischer Diabas (Analyt. WEIDIG). V. und VI. Quarzführender (52% Quarz), tonig-sandiger sekundärer Laterit (Analyt. GOTTSCHALK und NIKIBIN). VII. Pisolithartiges Eisenerz aus eluvialem Laterit. VIII. Eine einzelne Kugel aus dem vorigen. IX. Alluviales Lateriterz (Analyt. HEFFELMANN). X—XII. Oolithartiger Beauzit.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Fe ₂ O ₃	55,94	62,08	27,57	9,25	8,19	8,98	83,4	86,9
MnO	—	0,09	0,72	1,10	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0,07	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	14,89	7,50	43,64	46,20	58,03	57,68	7,0	3,1
TiO ₂	—	14,08 ¹	Spur	3,10	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	17,97	0,14 ¹	19,32	12,23	24,04	22,73	5,0	4,0
NiO	—	0,004	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	mit Fe ₂ O ₃	8,95	—	—	—	—
CaO	Spur	0,02	—	8,50	0,59	—	1,0	1,0
MgO	Spur	—	Spur	4,93	Spur	—	—	—
H ₂ O	11,03	15,60	8,71	1,72	9,45	10,60	4,0	5,4
(Na, K) ₂ O . . .	—	—	—	3,91	—	—	—	—
Summe	99,83	99,584	99,96	99,89	100,30	99,99	100,4	100,4
			IX.	X.	XI.	XII.		
Fe ₂ O ₃			81,28	10,5	21,6	14,4		
MnO			0,06	—	—	—		
P ₂ O ₅			1,88	—	—	—		
SiO ₂			1,17	7,0	14,5	3,1		
TiO ₂			0,04	—	—	—		
Al ₂ O ₃			6,25	63,3	48,5	52,5		
NiO			0,004	—	—	—		
CaO			0,03	1,0	1,0	1,5		
MgO			—	—	—	Spur		
H ₂ O			9,02	17,6	14,0	27,6		
Summe			99,734	99,4	99,6	99,1		

G. Linck.

E. Kaiser: Beiträge zur Petrographie und Geologie der Deutschen Südsee-Inseln. (Jahrb. preuss. geol. Landesanst. f. 1903. 24. 91—121. 2 Taf. Mikrophotographien, 1 Kartenskizze, 1904.)

—: Alte Gesteine von den Karolinen (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 54. - 62—63.-)

¹ Hier scheint eine Verwechslung der Zahlen für Al₂O₃ und TiO₂ vorzuliegen.

I. Karolinen. Die bisher allgemein verbreitete Anschauung, daß die Karolinen sich aus den Produkten jungvulkanischer Ausbrüche und Korallenbauten zusammensetzen, ist durch die vom Verf. petrographisch untersuchten Aufsammlungen des Berliner Botanikers VOLKENS wenigstens für die Insel Yap und die kleinen, ihr nordwestlich vorgelagerten, ihrem geologischen Aufbau nach zu ihr gehörigen Inseln Map und Rumong widerlegt. Nach VOLKENS ist das Hauptgestein der Insel ein „grüngraues Schiefergestein“, ein nach den Untersuchungen des Verf.'s aus verschiedenen, den kristallinen Schiefen zuzurechnenden Gesteinstypen zusammengesetzter Komplex: Amphibolite und Strahlsteinschiefer mit nur spärlicher Andeutung von Schieferung, gebankt durch die Wechsellagerung harter und weicher Bänke und die Einlagerung von Talkschiefern.

Die Amphibolite sind dunkelgrüne, durch Feldspat zuweilen fleckige Gesteine, bisweilen auch graugrün mit lebhafterem Seidenglanz; noch hellere, unregelmäßig fleckige Gebilde stellen Übergänge in Strahlsteinschiefer dar; alle Gesteine haben außerordentlich feines Korn.

Unter den Gemengteilen herrscht die gemeine grüne Hornblende (Absorption gew. $c > b > a$, nur in wenigen Fällen $c = b > a$, Pleochroismus saftgrün—grasgrün—weingelb, zuweilen nimmt c einen bläulichen Ton an), in langsäulenförmigen, stark ausgefaserten oder an den Enden aufgeblättern und zerbrochenen Kristallen; in den helleren Gesteinen ist sie in größerer Menge vorhanden als in den dunkelgrünen. Ferner beteiligen sich am Aufbau wenig Quarz, Kalifeldspat, basischer Plagioklas in eckigen, körnigen Aggregaten als Füllmasse zwischen den Hornblenden oder bei Parallelstruktur in Lagen von mikroskopischen Dimensionen, Titanisenerz, oft recht reichlich, mit allen Übergängen in sekundären Titanit, Magnetit, in sehr wechselnder Menge Strahlstein in fast farblosen, langsäulenförmigen quergegliederten Individuen, ferner Diallag, ähnlich dem Gemengteil des Gabbros, Apatit und sehr spärlich heller Granat und Zirkon. Epidot, Zoisit, Chlorit sind nicht häufig. Die chemische Zusammensetzung zeigen die Analysen I, II und III; als Mittelwert ergibt sich für sie die OSANN'sche Typenformel $s_{51,5} a_{1,5} c_{2,5} f_{16}$, die zeigt, daß die Amphibolite chemisch den Gabbros vom Typus Molkenhaus nahe stehen und sich auch von den Diabasen vom Typus Alboran nicht weit entfernen.

Eingelagert sind diesen Amphiboliten fast ausschließlich aus gemeiner Hornblende bestehender, schwerer verwitternder Hornblendeschiefer und typische Strahlsteinschiefer, charakterisiert durch viel hellere Farbe und noch feineres Korn, zuweilen deutlich geschiefert. Der Strahlstein ist kurz oder lang säulenförmig, ohne deutliche Entwicklung von Kristallflächen; Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz treten an Menge weiter zurück als in den Amphiboliten und bilden bisweilen nur winzige Flecken zwischen Strahlstein und Hornblende. Titanisenerz ist ein häufiger Gemengteil. Die Insel Map wird größtenteils von Strahlsteinschiefern gebildet.

Aus den Amphiboliten hat sich auf weite Strecken hin Laterit gebildet, im wesentlichen Eluviallaterit, leicht zerreiblich, meist gelbbraun mit dunklen, über hühnereigroßen Eisenhydroxydkonkretionen, bisweilen umgelagert als tieferer bis rotbrauner, stark plastischer Alluviallaterit. Ein Vergleich der chemischen Analyse des typischen Laterites (Anal. IV) mit dem Ausgangsmaterial zeigt, daß das Verhältnis der nicht fortgeführten Bestandteile Al^2O^3 und Fe^2O^3 ungefähr das gleiche geblieben ist wie im Amphibolit, besonders in der strahlsteinreichen Varietät III, während Alkalien, MgO und CaO fast gänzlich und ein großer Teil des SiO^2 fortgeführt sind. Nach Kochen mit HCl blieb ein wesentlich aus Quarz mit Titaneisen bestehender Rückstand von 44,5%, der berechtigt, den Gehalt des Laterites an SiO^2 auf Quarz zu beziehen. Für die Aluminiumhydroxyde des Laterits ergibt sich durch Berechnung der Analyse die Bauschzusammensetzung Al^2O^3 72,1, H^2O 27,9; es stehen diese Zahlen den Werten des Hydrargillites nahe, dem wohl etwas Diaspor beigemischt ist, der sich vielleicht unter dem Einfluß der Tropenhitze langsam aus dem Hydrargillit gebildet hat. Aus der Tatsache, daß sich aus dem Laterit beim Trennen mit schweren Flüssigkeiten wohl eine größere Menge von Titaneisen, aber kein Titanit isolieren läßt, schließt Verf., daß der durch Umwandlung des Titaneisens entstandene Titanit nach erfolgter Lateritbildung wieder in Titaneisen zurück umgewandelt wurde.

	I.	II.	III.	IV.
SiO^2	48,21	47,50	47,33	27,28
TiO^2	1,36	2,14	1,56	4,61
Al^2O^3	13,76	13,99	12,05	25,78
Fe^2O^3	4,12	4,06	4,44	27,48
FeO	8,10	8,65	8,57	—
MgO	8,18	7,64	11,23	0,29
CaO	11,17	10,45	10,38	—
Na^2O	2,54	3,06	2,33	Sp.
K^2O	0,70	0,58	0,33	0,30
H^2O	1,48	1,37	1,34	14,06
P^2O^5	—	0,16	0,18	0,09
Summe	99,62	99,60	99,74	99,89

- I. Amphibolit, Insel Map (anal.: KLÜSS).
- II. Amphibolit, reich an hellen Zwischenlagen, Insel Map (anal.: KLÜSS).
- III. Amphibolit, reich an Strahlstein (Übergang zu den Strahlsteinschiefern) Halbinsel Tomil, Insel Yap (anal.: EYME).
- IV. Laterit, typisch, Insel Yap (anal.: EYME).

Während das Hauptgestein der Insel Map Strahlsteinschiefer ist, besteht der 10—20 m hohe Steilabhang ihrer Nord- und Westküste aus einem lockeren, sandigen, bisweilen stark serpentinierten Grus, aufgebaut aus Amphibol, kaolinisiertem Feldspat und Quarz-

körnern, offenbar ein Verwitterungsgrus aus Amphiboliten und Strahlsteinschiefern, der zahlreiche Bruchstücke der verschiedensten Form von ganz verschiedenartigen Gesteinen enthält, so daß das Ganze den Eindruck einer Breccie hervorruft. Die Breccie enthält außer dem Grus als Kitt ein wirres Haufwerk von Kristallen von Olivin, Diallag, monoklinem Augit, ferner Bruchstücke von Gabbro und Pyroxenit (frisch, grobkörnig, fast nur aus Diallag mit untergeordnetem, gebleichtem Biotit bestehend), faustgroß bis meterdicke Blöcke, ferner recht häufig Serpentine, darunter wehrlitartige Typen, außerdem Amphibolgranite, z. T. amphibolarm, Syenite, dem Gestein vom Plauenschen Grund sehr ähnlich, schließlich Blöcke von Strahlsteinschiefern und Amphiboliten, unter diesen ein quarzreicheres Gestein, das ein bisher vermißtes Übergangsglied zwischen Amphibolgneisen und typischen, quarzfreien Amphiboliten darstellt. Die Entstehung dieser Breccie ist nicht aufgeklärt; keinesfalls ist sie, wie angenommen wurde, vulkanischer Entstehung; möglicherweise liegen zusammengeschwemmte Konglomerate oder ein Produkt der Meeresbrandung vor, die später durch das serpentinarartige Bindemittel verkittet sind. Jedenfalls stützt das Vorkommen dieser verschiedenartigen Gesteine die Ansicht, daß die Karolinen die Reste eines alten Festlandes sind.

Von jungen Ergußgesteinen wurden untersucht: von der Insel Ponape ein etwas fleckiger Nephelinbasalt (spärliche Nepheline, zahlreiche Augite und Ägirinaugite, wenig Plagioklas und reichlich Olivin als Einsprenglinge in einer herrschenden Grundmasse, vorwiegend aufgebaut aus winzigen, grünlichen Augiten und zahlreichen langsäulenförmigen Ägirinaugiten mit reichlichem Magnetit und, die Zwickel erfüllend, heller glasiger Basis und farblosem Nephelin, fleckig erscheinend durch helle nephelinreiche und dunkle augit-magnetitreiche Partien), wie die aus der chemischen Analyse V berechnete Typenformel $s_{45} a_{2,5} c_1 f_{16,5}$ zeigt, dem Typus Käsegrotte (Eifel) nahestehend, ferner von der zu den Palan-Inseln gehörigen Insel Korrör ein hyalopilitisch struierter Hypersthenandesit mit zahlreichen größeren Labradorit-Einsprenglingen in knäueliger Verwachsung mit ausgezeichneter, durch Grundmassefetzen und Glaseinschlüsse hervorgebrachter, durch alle Individuen des Knäuels gleichmäßig hindurchsetzender Zonarstruktur.

II. Marianen. Beschrieben werden 1. Augitandesit von Farallon de Pajaros (Vogelinsel), ein mattschwarzes, feinkristallines Gestein, durch sehr zahlreiche, 2—3 cm große Ausscheidungen von Plagioklas weißgefleckt. In einem dichten, filzigen Gewebe von Oligoklas-Andesinleistchen, monokliner Augit in Körnchen, wenig Magnetit und spärlichem, hellgraubraunem Glas als Grundmasse liegen tafelige, häufig knäuel förmig verwachsene Plagioklase, der Labradorit-Bytownitreihe angehörig, mit zonenweisem Wechsel chemisch nahe beieinander liegender Glieder und starker Anhäufung von Einschlüssen nahe der äußeren Umgrenzung, fast farbloser Hypersthen, terminal durch verschiedene

stumpfe Pyramiden und Domen, am häufigsten (012) begrenzt, dem Diopsid nahestehender monokliner Augit, fast immer mit polysynthetischer Zwillingsverwachsung, stets stark korrodierter und resorbierter, von einem dichten Saum von Augitsäulchen umgebener Olivin und Magnetit. Aus der chemischen Analyse VI ergibt sich die OSANN'sche Formel $s_{62} a_3 c_{5,5} f_{11,5}$, dem Typus Butte Mt. nahestehend. Die Verwitterung beginnt mit der Zerstörung der Magnetite der Grundmasse, wodurch diese rotbraun gefärbt wird, während die Einsprenglinge zunächst nur wenig angegriffen erscheinen. Durch weiteres Fortschreiten erscheint die ganze Masse als intensiv rotes Gestein, in welchem noch wenig Kaolinknäuel auf die Plagioklase hinweisen, während Pyroxene und Olivin verschwunden sind; nur die größeren Magnetitausscheidungen sind noch frisch.

2. Dichter Augitandesit, als Andesitobsidian bezeichnet, von der Insel Saipan, mit der Fundortangabe „Marpi (Saipan) aus alten Ruinen“, bestehend aus einem dichten, filzigen Gewebe von dünnen Plagioklasleistchen, Augitmikrolithen und wenig Magneteisen, verbunden mit wechselnden Mengen eines bräunlichen Glases. Die Struktur wird als typisch hyalopilitisch bezeichnet. Die Analyse VII führt auf die Formel $s_{69,5} a_{6,5} c_{2,5} f_{11}$ und würde das Gestein zu dem Typus Steamboat Mt. der Dioritporphyrite stellen, wohin es jedoch nicht gehört. Unter den berechneten Andesiten steht es dem Typus Chiriqui am nächsten; die übrigen verwandten Gesteine haben sämtlich viel geringeren Kieselsäuregehalt.

III. Samoa-Inseln. Ein von Sawaii stammendes Bruchstück einer Bombe oder eines Ergusses vom November 1902 ist ein hypokristallin porphyrischer, olivinreicher Feldspatbasalt, an der Grenze gegen äußerst feldspatarmen Basalt; er stimmt durchaus mit den von MÖHLE beschriebenen älteren Laven von Sawaii überein (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XV. spec. p. 96 ff. 1902).

	V.	VI.	VII.
SiO ²	38,99	57,00	63,58
TiO ²	2,99	—	0,71
Al ² O ³	11,80	17,47	14,57
Fe ² O ³	8,96	4,59	1,52
FeO	9,48	4,43	5,92
MgO	7,42	3,23	1,60
CaO	11,34	8,51	4,58
Na ² O	3,92	2,98	4,86
K ² O	1,62	1,15	2,02
H ² O	1,88	0,21	0,31
P ² O ⁵	1,32	0,19	0,34
Summe	99,72	99,76	100,01

V. Nephelinbasalt, Insel Ponape (Karolinen) (anal.: EYME).

VI. Augitandesit, Farallon de Pajaros (Vogelinsel, Marianen) (anal.: EYME).

VII. Dichter Augitandesit, Marpi (Saipan) aus alten Ruinen (Marianen) (anal.: EYME).
Milch.

G. Berg: Gesteine von Angola, São Thomé und St. Helena. (Min. u. petr. Mitt. 22. 1903. 357—362.)

Verf. gibt eine oberflächliche Beschreibung einer Anzahl bei der Freiburger Bergakademie eingegangener Gesteine. Von der Insel São Thomé lagen vor: Ein Feldspatbasalt; ein Hornblendeandesit mit im Plagioklas nach der Zwillinglamellierung angeordneten, langgestreckten Glaseinschlüssen; trachtyoider Phonolith mit spärlicher Hornblende, die von vielen Ägirinsäulchen umlagert wird; Ägirintrachyte mit und ohne Sodalith. Von Angola werden beschrieben: Eläolithsyenit mit Titanit und Sodalith; turmalinführender Biotitgneis; epidotführender Biotitgneis mit malakolithähnlichen Pyroxenen; Hornblendegneis mit Epidot und Augit, oder an Stelle des Augits mit Granat; ein etwas saussuritisierte und chloritisierte Quarzdiorit mit sekundärem (?) Mikroclin. Von St. Helena endlich wurden bekannt: Plagioklasbasalte von mehr oder minder feinem Korn, von denen einer der ersteren Hauyn führt; Basalttuff. **G. Linck.**

T. G. Bonney: Notes on Specimens collected by Professor COLLIE in the Canadian Rocky Mountains. (Geol. Mag. New Ser. Dec. IV. 10. 289—297. Mit 1 Taf. u. 1 Textfig. London 1903.)

Es werden eine Anzahl einzelner Gesteine, besonders Quarzite mit eigenartigen (durch Organismen hervorgerufenen) Oberflächenformen, sowie Kalksteine aus verschiedenen Teilen des kanadischen Felsengebirges beschrieben. **K. Busz.**

Wilhelm Reiss: Ecuador 1870—1874.

Felix Tannhäuser: Die jüngeren Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere von Cordillera de Pillaro bis zum Sangay, sowie des Azuay und eines Teiles der Cuenca-Mulde. Inaug.-Dissert. Berlin 1904. 70 p.

Dem Verf. standen ungefähr 500 von W. REISS gesammelte Handstücke aus dem Bereich der Vulkane Tunguragua, Altar, Sangay, Azuay und ihrer jungvulkanischen Vorgebirge zur Verfügung. Es sind Dacite, Andesite und Basalte. Vom Augitandesit des Tunguragua und des Chimborazzo werden drei neue, von LINDNER und BÖHM ausgeführte Analysen veröffentlicht, welche die von ARTOPE und ABICH mitgeteilten z. T. nicht unwesentlich berichtigen. Ein Hauptaugenmerk hat Verf. den bekannten „Resorptionserscheinungen“, welche vor allem die braune Hornblende der Andesite zeigt, und der Tridymitbildung zugewandt. Die gewonnenen Resultate werden folgendermaßen zusammengefaßt:

1. Der Zerfall der Hornblende erfolgt in der von ESCH angegebenen Weise allein durch Wärmewirkung. Damit verbunden kann aber gleichzeitig eine Resorption der Hornblende stattfinden, bei der die Grundmasse sich an der Reaktion beteiligt. Es hängt von der chemischen Zusammensetzung der Grundmasse ab, ob neben

Augit und Erz auch Feldspat und Tridymit als Neubildung hervor-
gehen kann.

2. Tridymit wird sich bilden, wenn die Grundmasse an Kieselsäure nahezu gesättigt ist.
3. Tridymit bildet sich auch bei der Resorption von Plagioklas in den Fällen, wo die Grundmasse noch fähig ist, Kalk aufzunehmen, aber die freierwerdende Kieselsäure nicht zu binden vermag.
4. In dem hiër beschriebenen Gebiet und wohl auch in anderen Teilen der Anden lassen sich die Laven in folgende Abteilungen unterbringen:
 - a) Glimmer-(Hornblende-)Dacit und
 - b) Glimmerandesit mit bis zu 64% Si O₂,
 - c) (Quarz-)Hornblende-Andesit,
 - d) Pyroxen-(Olivin-)Andesit, 64—53% Si O₂,
 - e) Feldspatbasalt unter 53% Si O₂.
5. Typische Dacite sind in den Anden verhältnismäßig spärlich vertreten.

Ein Teil der bisher beschriebenen Dacitgesteine sind keine echten Dacite, man bezeichnet sie besser als quarzführende Andesite. Der Quarzgehalt derselben dürfte vielfach exogener Natur sein. Bergeat.

A. Tornquist: Über Gesteinsarten aus den Resten des römischen Amphitheaters zu Metz. (Jahrb. f. lothringische Geschichte u. Altertumskunde. 14. 1903. 2 p.)

Porfido verde antico von Demos Krokeae in Lakonien (Griechenland), als dünne Gesteinsplatte bearbeitet, ein Labradorporphyrit. — Cipollino oder antik Karystischer Stein von Karystos auf Euboea, ein Marmorphyllit, als dicke Gesteinsplatte bearbeitet. — Porfido rosso antico von Nordafrika, ein Quarzporphyr, als dünne Gesteinsplatte bearbeitet. — Marmor von Apollo auf Naxos, grobkörniger archaischer Marmor, als Gesteinsplatte bearbeitet. — Marmor von Atrax, „thes-salischer Stein“ von Larissa (Thessalien), eine Serpentin-Breccie, als dünne Gesteinsplatte bearbeitet. — Marmo greco duro. Lychnites von Paros, lichtdurchlässiger schönster Marmor, Bruchstück einer Skulptur. — Marmo greco, mindere Qualität des Paros-Marmors, zwei Bruchstücke von Skulpturen. — Pentelischer Marmor bei Athen, Attika mit der goldgelben Patina; zwei Steinplatten, eine mit Skulptur. — Marmo ci-pollo fino. Hymettos in Attika, zwei Fliesen, feinkörniger Marmor mit Kohlenstoffpartikeln. — Diorit-Säulen und Monolithen unbekannter Herkunft; kann vom Odenwald, von den Südalpen etc. stammen. — Schwarzer Kalk, unbekannt, eine Gesteinsplatte. — Von grauen und weißen Adern durchzogener Kalk, Jurakalk (ammonitico rosso) vermutlich aus dem Apennin. — Rote Knollenkalke von Verona oder aus dem Apennin. — Granit vom Schwarzwald (Achern) oder aus den Vogesen.

H. Vater: Auf dem Trockenen gebildeter Rohhumus und seine Bekämpfung. (Bericht über die 47. Vers. des Sächs. Forstvereins in Zittau 1903. 127—165. Freiberg in Sachsen 1903.)

Verf. wendet folgendes Normalprofil für Waldböden an: 1. Streu (abgefallene Blätter, Aststücke etc. des Bestandes und Zersetzungsprodukte, häufig vermehrt durch Bodenflora). 2. Dammerde (= „Nahrungsschicht“, „humose Schicht“ bei günstiger, „Bleisand“ oder „Grausand“ bei ungünstiger Entwicklung, manchmal auch als „Humusschicht“ oder „Humus“ bezeichnet, gewöhnlich 3—20 cm mächtig). 3. Verwitterungsschicht (= „Rohboden“, braun oder bräunlich, 10—100 cm mächtig, reich an aufgeschlossenen mineralischen Pflanzennährstoffen, aber unfruchtbar wegen Mangels an assimilierbaren Stickstoffverbindungen). 4. Schicht der beginnenden Verwitterung. 5. Frisches Gestein.

Wenn der Substanzverlust der Streu jährlich dem Abfall an organischen Resten gleichkommt, liefert sie die dem Waldboden überaus günstige Mullstreu von $2\frac{1}{2}$ cm Mächtigkeit; der durch sie charakterisierte Mullboden ist günstig infolge seines Reichtums an Bodentieren, der durch die Mullstreu nicht behinderten Durchlüftung des Bodens, der hiermit verbundenen Verwesung bis tief in den Boden hinein, des Eindringens der Wurzeln und der hierdurch bedingten Verwitterung in die Verwitterungsschicht und noch tiefer. Verwest die Streu nicht völlig, wobei als Ursachen zu große Feuchtigkeit mit niedriger Temperatur, Armut des Bodens, besonders an Kalk, Ansiedlung von Beerkräutern oder Heide und endlich Austrocknung in Frage kommen, so häuft sie sich im Laufe eines Umtriebes bis zu 10—20 cm, bisweilen sogar bis 50 cm an; es entsteht der Rohhumus, der durch Abwesenheit der Regenwürmer, Luftabschluß, Erregung von Fäulnis statt Verwesung, Bildung von humussauren Salzen, Ortstein etc. höchst schädlich wirkt. Verf. unterscheidet zwei Arten von Rohhumus: ist er, unter günstigere Verhältnisse gebracht, noch verwesungsfähig, so nennt er ihn Moderstreu, hat er diese Fähigkeit verloren, Trockentorf.

Die Maßnahmen zur Bekämpfung des Rohhumus gehören nicht in den Rahmen dieser Zeitschrift. Milch.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

J. Lang: Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätte am Schauinsland. (Mitt. d. bad. geol. Landesanst. 4. 1903. 485—524. Mit 7 Textfig. 1 Karte.)

Der seit 1820 auflässige Bergbau am Schauinsland wurde neuerdings durch die „Gewerkschaft Schwarzwälder Bergwerke“ wieder aufgenommen. Verf. beschreibt zunächst:

1. Die Gesteine der Lagerstätte. Es sind Gneise, in denen die beiden bekannten Schwarzwälder Typen, die Schapbach- und die Rench-Gneise unterschieden werden. Ihre mineralogischen und strukturellen Verhältnisse werden kurz beschrieben und ihr Bild durch 4 Analysen vervollständigt.

	I.	II.	III.	IV.
Si O ₂	64,23	62,95	61,15	61,17
Ti O ₂	Sp.	—	—	—
Al ₂ O ₃	14,67	14,92	20,89	20,89
Fe ₂ O ₃	1,82	1,74	2,57	2,55
Fe O	5,97	5,28	5,59	5,69
Mn O	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Ca O	3,05	3,30	4,88	4,77
Mg O	1,63	1,59	1,44	1,44
Na ₂ O	4,88	6,46	0,74	0,63
K ₂ O	3,05	2,88	3,05	3,26
H ₂ O	1,07	0,30	0,56	0,16
P ₂ O ₅	0,22	Sp.	Sp.	Sp.
	100,59	99,42	100,87	100,56

I und II Schapbach-Gneis, Rappeneck.

III „ IV „untypischer“ Rench-Gneis, Steinwasen.

Bei I und III (Anal. d. Verf.'s) ist die lufttrockene Substanz, bei II und IV (Anal. Dr. HÜETLIN) die bei 100 % getrocknete Substanz analysiert.

In diesen Gneisen setzen gangförmig auf: Granite, Pegmatite und eine Minette.

2. Die Erzgangausfüllung.

a) Die abbauwürdigen Erze sind Zinkblende und Bleiglanz; erstere ist vorwiegend derb, nur selten kristallisiert; ihr Gehalt an Zn schwankt von 59,05—53,54 %, der Ag-Gehalt von 1,050—0,616 kg auf die Tonne. Die Analyse einer Blende von mittlerem Zn-Gehalt ergab dem Verf.: Zn S 79,08, Fe S 20,83 mit Spuren von Ag.

Der Bleiglanz tritt gleichfalls vorwiegend derb auf; sein Pb-Gehalt beträgt 70 %, der an Ag von 1,460—0,070 kg auf die Tonne. Der Bleiglanz vom Willnauer Gang enthält außerdem 0,19 g Au in der Tonne.

b) Die Gangmineralien sind:

Quarz in 2 Generationen, der ältere derb, der jüngere oft in guten Kristallen.

Schwerspat, hauptsächlich mit dem Bleiglanz vergesellschaftet.

Kalkspat, bisweilen auch in 2 Generationen. Die Färbung ist gelegentlich violett, was Verf. auf ein anorganisches Pigment zurückführen zu können glaubt.

Dolomit von folgender Zusammensetzung: Ca O 28,90, Mg O 14,40, Fe O 11,34, CO₂ 45,46; Sa. 100,10, so daß er etwa in der Mitte zwischen Dolomit und Ankerit steht.

Pyrit und — im allgemeinen selten — Markasit.

Die Altersreihenfolge der Gangmineralien ist: (Erze z. T.), älterer Quarz, Erze, Schwerspat, jüngerer Quarz, Kalkspat, Dolomit (Kalkspat z. T.), Pyrit.

Jünger als alle diese Mineralien sind folgende sekundäre Zersetzungsprodukte:

Pyromorphit mit Ziegelerz und Malachit.

Anglesit.

Das von H. FISCHER als Eusynchit beschriebene Mineral. Da die älteren Analysen kein H_2O angeben, wurde eine neue vollständige Analyse, deren Gang genau beschrieben wird, vom Verf. ausgeführt; sie ergab: V_2O_5 22,25, P_2O_5 1,91, As_2O_5 Sp., PbO 55,65, ZnO 16,64, H_2O 2,99; Sa. 99,44.

Daraus wird als Formel abgeleitet: $4RO \cdot V_2O_5 + H_2O$, oder, da Versuche das Vorhandensein der Hydroxylgruppe wahrscheinlich machten: $R_3(VO_4)_2 \cdot R(OH)_2$.

Die völlige Übereinstimmung mit der chemischen Zusammensetzung des Descloizits beweist die von DANA bereits vermutete Identität beider Mineralien.

Kieselzinkerz, Eisenblüte, „Eisenhydroxyd“.

3. Die Erzgänge sind in 2 Gangzügen vereinigt, die bei steilem NW. fallen, in hor. 2—3 streichen. Mächtigkeit und Abbauwürdigkeit scheinen nach der Teufe hin zuzunehmen. Die Gänge gehören der Silberbleiformalion an und es lassen sich, wie in Sachsen, eine kiesige, karbonspätige und barytische Formation unterscheiden.

Nach der räumlichen Anordnung der Ausfüllungsmassen zerfallen die Gänge in solche mit Lagenstruktur und brecciöser Struktur; mehrere schematische Abbildungen erläutern diese Verhältnisse. Das Nebengestein ist bis auf etwa 3 m zu beiden Seiten der Gänge stark verändert, der Glimmer ist verschwunden, die Feldspäte sind kaolinisiert, das ganze verquarzt, mit Erz imprägniert und von Harnischen und Rutschflächen durchzogen. Für das Fehlen eines typischen Eisernen Hutes glaubt Verf. die Glazialerosion verantwortlich machen zu müssen.

Was die Entstehungsweise der Gänge betrifft, so ist die SANDBERGER'sche Lateralsekretionstheorie nicht hinreichend für eine Erklärung der Erscheinungen. Die Erze sollen vielmehr durch Thermalwässer in den gleichzeitig mit dem Rheintalgraben gebildeten Spalten abgesetzt worden sein.

Die beigelegte Karte gibt von den geologischen Verhältnissen nur ein sehr schematisches Bild.

O. H. Erdmannsdörffer.

B. Baumgärtel: Der Erzberg bei Hüttenberg in Kärnten. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 52. 219—244. 19 Fig. 2 Taf. Geol. Karte u. Lagerkarte mit Profilen. 1903.)

Im Gegensatz zu der Auffassung BRUNLECHNER's, der die Eisenspatlagerstätten des Erzberges bei Hüttenberg in der Hauptsache für syngenetisch hält und die mit dieser Auffassung nicht im Einklang stehenden Erscheinungen (unregelmäßige Begrenzung, Gabelung einzelner Erzkörper, zahlreiche in das Liegende und Hangende entsendete Erzkörper) auf die Tätigkeit der Sickerwässer zurückführt (dies. Jahrb. 1895. II. - 442-), kam R. CANAVAL 1894 zu der Überzeugung, „daß

manche Umstände: das Vorkommen von Turmalinpegmatit im Gebiet der Erzablagerung; die sogen. ‚Lagerschiefer‘, welche häufig die Erzmittel begleiten und die als kaolinisierte, turmalin- und glimmerarme, dem Pegmatit nahestehende Gesteine aufzufassen sind u. dergl., auch dahin gedeutet werden können, daß Thermalwässer, welche während oder nach Abschluß granitischer Eruptionen emporstiegen, die Ablagerung des Spateisensteins veranlaßten. Das Auftreten von Baryt und Eisenkies, das sporadische Vorkommen verschiedenartiger Sulfurate und Arsenide zusammen mit den Eisenerzen wäre bei Annahme einer solchen ‚pneumatolytischen‘ Bildung der Erzlagerstätten verständlich“ (Carinthia. 2. 47. 1894).

Auf Veranlassung von CANAVAL und mit Unterstützung von WEINSCHENK hat Verf. das Gebiet des Hüttenberger Erzberges petrographisch untersucht, um auf dieser Grundlage die Entstehung dieser Erzlagerstätten zu erklären; auf Grund seiner eigenen und älterer Forschungen gibt er eine zusammenfassende ausführliche Schilderung des ganzen Vorkommens. Das von ihm untersuchte und auf einer geologischen Kartenskizze dargestellte Gebiet umfaßt den von dem nord-südlich streichenden Zug der Großen Saualpe nach Westen ausgesendeten, beim Hohenwart beginnenden Gebirgsrücken, begrenzt vom Hauptgebirgskamm im Osten, sowie vom Mosinz-, Görttschitz- und Löllinggraben.

Der größte Teil dieses Gebietes besteht aus schiefrigen, gebänderten Gesteinen, bisher als Gneise bezeichnet, die einen flachen Sattel bilden und nach oben ohne scharfe Grenze in Glimmerschiefer, in den höheren Horizonten Granat führend, weiterhin in phyllitische Gesteine vom Charakter der Glanz- und Grünschiefer und schließlich in normale Tonschiefer übergehen.

Als Einlagerungen finden sich in diesem Komplexlichte körnige Kalke, die makroskopisch einzelne Kristalle von lichtem Glimmer, Eisenkies derb und in Kristallen, an einzelnen Stellen auch grünen Glimmer, Realgar und Arsenkies führen und lokal in Granat-Diopsidfelse übergehen (vergl. unten). Sie treten stets dem umgebenden Gestein konkordant auf, sind niemals mit diesem durch Übergänge verbunden und bilden bald schmale Streifen, bald häufen sie sich zu mächtigen putzenförmigen Massen zusammen; auch dünnschichtiger Wechsel von Kalk und Glimmerschiefer kommt vor.

Einlagerungen anderer Art sind Pegmatite, bisher fälschlich als „schörlführende pegmatitische Gneise“ bezeichnet, grobkörnige Gesteine, die neben Quarz und Feldspat immer große Turmalinkristalle erkennen lassen, während lichter Glimmer in sehr verschiedenen großen Individuen und sehr wechselnden Mengen sich am Aufbau beteiligt und bei Überhandnehmen eine schiefrige Struktur in dem sonst richtungslos körnigen Gestein hervorruft. Derartige Pegmatite bilden z. T. konkordante Einlagerungen — zwei mächtige Einlagerungen dieser Art umschließen in der Zone der Glimmerschiefer das Hauptkalklager, das gleichzeitig der hauptsächlichste Träger der Erzlagerstätten ist —, z. T. trifft man sie aber auch

die Gneise und deren Kalklager durchsetzend „in unzweifelhaft durchgreifender Lagerungsform“.

Besonders deutlich ist diese Art der Lagerung innerhalb der Kalke, wofür zahlreiche Profile gegeben werden; an Stelle der deutlichen Bankung des Kalkes tritt an der Grenze gegen Pegmatit quer zu ihr eine Klüftung; der Kalk selbst ist wenig verändert, nur enthält er bisweilen Nester von Turmalin und teilweise kaolinisierten Feldspat. Die Form der Gänge ist sehr unregelmäßig, bald sind abgeschnürte Teile des Pegmatites ganz von Kalk umgeben, bald liegen keilförmige Stücke von Kalk im Pegmatit. „Es handelt sich also hier nicht um Gesteine, die mit irgendwelchem Rechte den Namen Gneis führen, sondern um eigentliche normale Ganggesteine vom Charakter der Pegmatite, die, wie in schiefrigen Gesteinen so häufig, gern die Form von Lagergängen annehmen.“

Untergeordnete und seltenere Einlagerungen in den Schiefen sind ferner Amphibolit, Serpentin, Eklogit, letzterer ein Ausläufer der bekannten Vorkommen von der Großen Saualpe.

Die Erze selbst, in frischem Zustand körnige Aggregate von Spateisenstein, oft mit untergeordnetem Eisenkies, im Ausgehenden in Brauneisenerz umgewandelt, treten im allgemeinen innerhalb des Kalkes auf, aus dem sie oft durch allmähliche Übergänge hervorgehen, während sie häufig auch durch scharfe Grenzen von ihm geschieden sind. Nur in den obersten Horizonten findet sich beiderseits von Glimmerschiefer begrenztes Erz.

Die Erzlager sind unregelmäßige Putzen von schwankender, von wenigen Metern bis zu 95 m wechselnder Mächtigkeit; sie bilden, im allgemeinen zusammenhängend, einen vom Fallen und Streichen der Schichten unabhängigen Erzstock. Auch die Erzkörper werden von Pegmatiten durchsetzt, die in den Erzkörpern oder in ihrer Nähe häufig kaolinisiert erscheinen.

Die Gneise werden als injizierte Schiefer angesprochen: lichte Lagen in richtungsloser Anordnung, aus Kalifeldspat, Plagioklas (öfters als Oligoklas-Andesin bestimmt), kataklastischem Quarz und lichtem Glimmer aufgebaut, bisweilen mit Nestern von Sillimanit, wechseln mit dunklen glimmerreichen Lagen, hauptsächlich aus lichtem und dunklem Glimmer nebst körnigen Aggregaten von Quarz. Allgemein verbreitet sind in diesen Gesteinen einschlußreicher Almandin, durch die Fülle der Rutil-, Glimmer- und Quarzeinschlüsse oft geradezu skelettartig, Chlorit, Rutil, Titaneisen, Zirkon und Apatit; nicht überall vorhanden, aber weit verbreitet ist Disthen in einzelnen Körnern und als Hauptbestandteil dünner Schmitzen und Orthit bald in braunen Körnern, bald lichtgefärbt (Absorption $b > c > a$, a ganz lichtbräunlich, Dispersion schwach $\rho > \nu$, $2E$ appr. 90°); lokal findet sich noch Turmalin, Magnetkies, Graphit und Eisenkies.

Für die Deutung dieser Gesteine als injizierte Schiefer wird angeführt: die im großen stets zu beobachtende „absätzliche Beschaffenheit der Schichten,

diese typische Eigenschaft injizierter Schiefergesteine“, bei Mächtigerwerden der Lagen „die richtungslose Struktur und die granitische Zusammensetzung der lichten Lagen . . . gegenüber den glimmerreichen Schieferpartien“, ferner das Auftreten augengneisähnlicher Gesteine, deren Augen aus Quarz-Feldspat-Aggregaten bestehen und schließlich das Vorkommen aller Übergänge, die von beide Teilgesteine deutlich nebeneinander enthaltenden Varietäten zu solchen führen, „in welchen eine völlige Aufsaugung des Schiefers stattgefunden hat und die vom normalen Granit sich nicht mehr strukturell, sondern nur durch ihren besonderen Biotitreichtum unterscheiden“.

Durch Zurücktreten der lichten Lagen geht der Gneis allmählich in Glimmerschiefer über, der u. d. M. völlig den dunkeln Lagen des Gneises entspricht. Der granatführende Glimmerschiefer baut sich auf aus Haufwerken sericitischen Glimmers, Muscovit, Quarz, Rutil, Graphit, Zirkon, Staurolith (stellenweise reich an Quarzeinschlüssen), Disthen (oft in gut ausgebildeten Zwillingen mit gleichzeitiger Auslöschung beider Individuen), Sprödglimmer (mit pleochroitischen Höfen), Orthit und Eisenkies. Der Verlauf der Graphitschüppchen beweist die starke Fältelung des Gesteins, bevor die Umkristallisation den gegenwärtigen Mineralbestand erzeugte.

Die Glimmerschiefer gehen über in Grünschiefer, in denen dementsprechend biotitreiche Lagen mit biotitfreien wechseln; die Grünfärbung wird hervorgerufen durch grünen Biotit, Hornblende, Chlorit, Epidot; das Gestein besteht außerdem aus Quarz, Kalkspat, Titanit, Zoisit, Rutil, Erz. Mit ihnen wechsellagern intensiv gefältelte Glanzschiefer, deren Hauptbestandteil sehr kleinblättriger Biotit ist; diese gehen wieder ganz allmählich in normale graue Tonschiefer über.

Die dem Schieferkomplex konkordant eingelagerten kristallinen Kalke enthalten stets Muscovitblättchen und rundliche Quarzkörner; in einzelnen Bänken reichert sich lichtbrauner Phlogopit an. Weniger einförmig ist ein in dünnen Lagen mit Glimmerschiefer wechselnder und von einer pegmatitischen Apophyse durchbrochener Kalk unweit Plaggowitz an der Straße im Mosinzgraben zusammengesetzt: neben Quarz enthält er aus zwei verschiedenen Mischungsgliedern aufgebauten Plagioklas, in zackigen, lappigen Partien ineinander greifend, gerundete Kristallkörner von Titanit mit pleochroitischem Kern, grüne Hornblende in unregelmäßigen Fetzen, Chlorit in radialstrahligen Aggregaten, β -Zoisit, Graphit etc.

Allgemein zeigen die Quarzkörner in diesen Kalken intensive Kataklasstruktur, während der Kalkspat fast gar keine mechanische Deformation aufweist; nach Ansicht des Verf.'s beweist dies, „daß sich die beiden Mineralien einer und derselben Einwirkung gegenüber grundverschieden verhalten“.

Ganz lokal entwickelt sich am Wege vom Löllinger Erbstollen nach Lölling mit der Annäherung an ein „granitähnliches“, aber quarzarmes Gestein aus einem dünnbankigen Kalk durch Aufnahme von Granat und Diopsid ein Granat-Diopsid-Hornfels, der neben den genannten

Mineralen und Kalkspat Quarz (auch myrmekeitisch), Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Titanit und ein schwach gefärbtes Orthit(?)mineral enthält, das massenhaft auch in dem „granitähnlichen“, vom Hornfels nicht scharf getrennten Gestein sich findet.

Die Pegmatite sind sehr einfach zusammengesetzt; sie bestehen aus kataklastischem Quarz, undulös auslöschendem Muscovit, Plagioklas mit gebogenen Spaltungsrichtungen und entsprechend angeordneten Muscovitblättchen auf diesen, Kalifeldspat, Turmalin, Granat, Zirkon, Apatit und Sillimanitnadeln. Sie „sind unzweifelhafte Anzeichen einer eruptiven Tätigkeit. Die ganze Beschaffenheit, die mineralische Zusammensetzung, Struktur und Ausbildung sind so charakteristisch, daß sie nur als gangförmige Nachschübe intrusiver Tätigkeit aufgefaßt werden können.“

Für die übrigen unwichtigen Einlagerungen (Amphibolit, Eklogit etc.) kann auf das Original verwiesen werden.

Die Erzlagerstätten bestehen in den unzersetzten tieferen Horizonten hauptsächlich aus Spateisenstein und Ankerit, verunreinigt durch Quarz, Glimmer, Eisenkies, „für sedimentäre Bildungen ganz ungewöhnlichen“ Schwerspat, seltener Löllingit mit gediegenem Wismut. In den oberen Teufen stellen sich als sekundäre Bildungen ein: Brauneisenstein, Kalkspat, Aragonit, Dolomit, Goethit, Wad, Polianit, Pyrolusit, Quarz, Chalcedon, Kascholong, Glaskopf. Als mineralogische Seltenheiten finden sich: Markasit, Chloanthit, Rammelsbergit, Bournonit, Malachit, Arsenkies, Arseneisensinter, Skorodit, Sympleksit, Pharmakosiderit, Wismutocker, Ullmannit, Bleiglanz, Vitriolbleierz, Weißbleierz, Linarit.

Der Schwerspat reichert sich in den obersten Horizonten bisweilen bis zur Entwertung der Lagerstätte an, tritt mit größerer Tiefe zurück, findet sich aber auch noch in völlig unzersetztem Spateisenstein; umgekehrt nehmen die aus SiO_2 bestehenden sekundären Bildungen und der Eisenkies in den untersten Horizonten immer mehr zu.

Nach dem Grade der Verwitterung werden unterschieden: die höchst verwitterten „Blauerze“, die nicht so stark umgewandelten „Braunerze“ und Glasköpfe und die aus unzersetztem Spateisenstein bestehenden „Weißerze“. In den obersten Horizonten finden sich häufige Pseudomorphosen von Brauneisenstein nach Spateisenstein, Eisenkies und vereinzelt nach Schwerspat.

Während man früher die einzelnen Lager, deren sehr wechselnde Gestalt die beigegebene Lagerkarte des Reviers Oberer Knappenberg und mehrere Profile zeigen, als selbständige unregelmäßige Linsen betrachtete, haben die neueren Aufschlüsse ergeben, daß diese Lager meistens miteinander in Verbindung stehen, mithin ein zusammenhängender vielgliedriger Erzstock vorliegt.

Die Gestalt der einzelnen Lagerteile ist sehr wechselnd: Ausbauchungen am Liegenden, vielfach auch am Hangenden bringen linsenähnliche Gestalt hervor, bisweilen finden sich zwei und mehr derartige Ausbauchungen, die dann wellenförmige Umgrenzung bewirken, zwischen-

liegende Kalkkeile verursachen Zweiteilung des Lagers etc. Ebenso wechselt die Endigung der Lagerstätten sehr erheblich; das Lager keilt allmählich aus oder zerschlägt sich plötzlich in mehrere rasch auskeilende Trümer oder das Erz geht durch Abnahme des Eisens in Rohwand und diese ganz allmählich in Kalk über. In das Liegende wie in das Hangende werden häufig Trümer in der Form von Erzputzen entsendet, sogen. „Sümpfe“; ebenso finden sich Ausbuchtungen von Kalk, die in die Lagerstätten eindringen.

An der Grenze gegen den Kalk findet entweder ein ganz allmählicher Übergang durch Verroh wandung statt oder es findet sich bisweilen eine trennende, lettige, glimmerreiche Schicht, stellenweise mit viel Eisenkies, auf welche unmittelbar fester Kalkstein folgt.

Das Einfallen der Lagerstätten entspricht im allgemeinen den Schichten des Kalkes, wird aber nicht selten widersinnig und setzt dann gangartig durch den Lagerkalk hindurch, wobei die Schichtung des Kalkes sich im Erzlager durch eine deutliche Bänderung zu erkennen gibt. Isolierte Putzen von Kalk oder mit der Lagerkalkmasse zusammenhängende Teile sind oft ihrer ganzen Masse nach in Rohwand umgewandelt, was sonst nur im Kontakt stattfindet. In den höheren Horizonten ist auch Glimmerschiefer den Erzmassen eingelagert.

Auffallend ist eine regelmäßig an den nicht häufigen, die Lagerstätte durchsetzenden Klüften zu beobachtende Erscheinung: die zu beiden Seiten einer Spalte befindlichen Teile der Erzmasse zeigen einen deutlichen Unterschied der Mächtigkeit.

Aus dem Vorkommen der Pegmatite, der Natur der „Gneise“, die als injizierte Schiefer, und der übrigen Schiefer, die als Produkte der Piezokontaktmetamorphose WEINSCHEK's angesprochen werden, folgert Verf., „daß in nicht allzugroßer Entfernung in der Tiefe sich ein granitischer Lakkolith befindet, dessen Ausläufer in den bezeichneten Gesteinen durch die Erosion freigelegt wurden, der selbst nicht aufgeschlossen ist“; in Anschluß an CANAVAL wird gefolgert, daß durch diesen Granit hervorgerufene postvulkanische Prozesse die Verdrängung von primärem Kalkspat durch Eisenkarbonat innerhalb des Kalksteins verursachten, so daß im Gegensatz zu der Auffassung BRUNLECHNER's die gesamte Lagerstätte des Erzberges als epigenetisch anzusehen ist. Für diese Auffassung wird auch die unregelmäßige Gestalt der Lagerstätte und die Natur der begleitenden Minerale geltend gemacht; schließlich werden als beweisend ähnliche Verhältnisse oberungarischer und siebenbürgischer Spateisensteinlagerstätten angeführt. Milch.

Geologie der Alpen.

1. Maurice Lugeon: Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses. (Actes de la soc. hélvet. des sciences nat. 85. sess. 1902. Genf. 141—154.)

2. Maurice Lugeon: Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses. Avec observations de M. SCHARDT. (Ecl. géol. hélv. 7. 335—346. 1903.)

Für die Schweizer Alpen ist die Theorie der Faltung an Ort und Stelle, der autochthonen Aufwölbung, z. T. durch die der großen Überschiebungsmassen ersetzt, welche da lehrt, daß immense Teile des Gebirges parallel der Erdoberfläche eine Bewegung von enormem Ausmaß erfahren haben. Große, gefaltete Massen sind aus dem Innern der Alpenkette gekommen und haben sich eine über die andere gelegt. Die Dents de Morcles bestehen aus einer großen liegenden Falte. Über sie legt sich weiter östlich die Überschiebungsmasse der Diablerets, darüber die des Wildhorns und darüber als vierte die des Wildstrubel. Ähnliche Erscheinungen sind in den französischen Alpen am Mt. Joli festgestellt, sie wiederholen sich auch in den östlichen Schweizer Alpen. Die Kalk-Hochalpen vom Thuner See bis zum Säntis sind Teile von zwei Überschiebungsmassen und ruhen auf Gesteinen, die jünger sind als sie. Der Weg, den sie, von Süden kommend, zurückgelegt haben, beträgt mehr als 30 km. Östlich des Rheines tauchen diese beiden Decken unter und treten nur hier und da mit ihrer gewellten Oberfläche im Gebiet des bayrischen Flysches zutage. Nach Westen tauchen sie unter die „Préalpes romandes“. Von den letzteren aber findet man wieder auf jenen einzelne Reste, die bekannten Klippen der Gegend des Vierwaldstättersees, und zu derselben Decke gehört östlich des Rheintals der Falknis. Bei diesem kann man auch die Wurzellosigkeit, für die man bei den „Préalpes“ den Beweis nicht erbringen kann, nachweisen. Über der Falknisüberschiebungsdecke liegt dann noch eine weitere, die oberste, die den Rätikon und die bayrischen Triasalpen bildet. Sie entspricht nach ihrer tektonischen Stellung der Brèche du Chablais-Decke.

Als Herkunftsort der Überschiebungsdecken von helvetischer Fazies muß man die erste alpine Zone annehmen, d. h. diese Massen bildeten einst die Sedimentdecke der kristallinen Massive des Mont Blanc, des Finsteraarhorns, des St. Gotthards. Die höheren Überschiebungsdecken müssen ihre Wurzeln noch mehr im Innern, d. h. noch weiter südlich haben. Der Rand der Rätikondecke liegt im Oberhalbstein. Dementsprechend muß man für die Überschiebungsdecken der Freiburger Alpen die Wurzeln auf dem Südhang der Alpenkette suchen. Sie haben demnach heute in der Luftlinie gemessen 80, in Wirklichkeit aber — wenn man den bei der Bildung der Alpen erfolgten Zusammenschub in Rechnung zieht — wahrscheinlich mehrere hundert Kilometer zurückgelegt.

Auch im Innern der Kette, in den Gneisen, treten diese tektonischen Phänomene auf. Darauf deutet der Umstand hin, daß die kristallinen Massive des Monte Leone, des Tessins, der Adula im Norden mit großen, liegenden Falten endigen. Immer handelt es sich um eine von Süden nach Norden gerichtete Bewegung.

Die Frage, ob sich diese riesigen Schuppen der Erdkruste an der Oberfläche oder in der Tiefe und unter dem Druck überlagernder Massen vorwärts bewegt haben, ist wohl in letzterem Sinne zu beantworten. Die

Aufeinanderhäufung der Überschiebungsdecken braucht keineswegs in zentri-fugaler Richtung geschehen zu sein, sondern kann sich im Boden vollzogen haben. Ihr Zutagetreten wäre keine mechanische Notwendigkeit gewesen.

SCHARDT weist im Anschluß an diesen Vortrag LUGEON's darauf hin, daß nach seiner 1893 aufgestellten Theorie die Entwicklung der liegenden Falten in den Kalkhochalpen mit ihrer nach Norden gerichteten Bewegung die Überschiebungsdecke der „Préalpes“ nach Norden geführt und auf den Fylsch geworfen hat. In vielen Punkten muß er LUGEON zustimmen, kann dies aber nicht in bezug auf alle. Die verschiedenen Falten, die sich zwischen den Dents de Morcles und dem Wildstrubel aufeinanderlegen, entspringen am Rande des Rhonetales und existieren nicht südlich des-selben. Die eine braucht sich nicht unendlich weit unter der anderen hinzuerstrecken. Die Achsen dieser Falten laufen schief zum Alpenrande und erreichen diesen eine nach der anderen. Wahrscheinlich löscht immer die bedeckende die bedeckte aus. Die dritte (Wildhorn-) Falte ruht am Rande des Gasterentales direkt auf kristallinen Gesteinen, und man sieht hier nichts von den beiden Decken, die noch unter ihr liegen müßten. SCHARDT faßt die Überschiebungen als oberflächliche, nicht als Erscheinungen der Tiefe auf. Die Decken der Voralpen müssen auf die Gebiete helvetischer Fazies aufgeschoben sein, ehe die Faltung begann; diese trug dann erst die präalpine Decke nach Norden. [Vergl. SCHARDT, Encore les régions exotiques. Ref. in einem der nächsten Hefte. Ref.]

In einer Erwiderung verteidigt LUGEON seine Auffassung, daß am Balhorn drei Falten übereinander liegen. Otto Wilckens.

H. Schardt et A. Dubois: Géologie des Gorges de l'Areuse. (Eclogae geologicae helvetiae. 7. 367—476. Taf. XI—XV. 1903.)

Ehe die Areuse bei Boudry die Juraketten verläßt, um sich in den Neuchâtelers See zu ergießen, fließt sie von Noiraigue ab in einem tiefen, schluchtartigen Tal, das erst in neuerer Zeit durch Weganlagen besser zugänglich geworden ist. Das Gebiet dieser „Gorges de l'Areuse“ ist von den Verfassern zum Gegenstand einer eingehenden Studie gemacht, als deren Frucht sie uns eine geologische Karte im Maßstabe 1:15000, zahlreiche Profile und eine genaue Stratigraphie darbieten. Nicht nur das Tal selbst, sondern auch die beiden Bergketten, die es nördlich und südlich begleiten, sind dabei berücksichtigt.

Das älteste Glied der Schichtenfolge, das in dieser Gegend des Neuenburger Juras zutage tritt, sind die „Schichten von Brot“, die den Mergeln mit *Ostrea acuminata* des Berner Jura entsprechen und halb dem oberen Bajocien, halb dem unteren Bathonien angehören. Sie werden von 25—30 m mächtigem Hauptoolith überlagert, auf den dann „calcaire roux marneux“ mit *Rhynchonella spinosa* und die Furcil-Mergel (benannt nach le Furcil bei Noiraigue) mit *Parkinsonia neuffensis* und *Rhynchonella varians* folgen. Das Callovien ist nur durch die „Dalle nacree“, jene charakteristische, braun anwitternde Echinodermenbreccie,

die einen der besten Leithorizonte im schweizerischen Jura darstellt, vortreten. Dieselbe erreicht bei Noiraigue 45 m Mächtigkeit. Sie gehört der *Macrocephalus*-Zone an.

Die Eisenoolithe mit *Cardioceras Lamberti* fehlen im Gebiet der Gorges de l'Areuse; das Spongitiën (Birmensdorfer Schichten), die untere Abteilung des Argovien, legt sich direkt auf die Dalle nacree, auf deren Oberfläche man an günstigen Aufschlüssen deutliche Corrosionserscheinungen beobachten kann. Diese Schwammkalke sind graue Kalksteine und Mergel, die eine ziemlich reiche Fauna bergen, während die obere Aargau-Stufe (die „Effinger Schichten“), aschgraue Mergelkalke und schiefrige Mergel von etwa 170 m Mächtigkeit, sehr fossilarm ist.

Über diesen wenig widerstandsfähigen Gesteinen beginnt eine Folge kompakter Kalksteinbildungen, die in der Landschaft als schroffe Felsenmauern hervortreten. Sie beginnt mit dem „Sequan“ (= Astartien), das in seinen liegenden Bänken noch eine mergelige Beschaffenheit hat, so daß es vom Argovien nicht scharf getrennt ist. Das obere Séquan besteht dagegen schon ganz aus kompakten, oolithischen, grauen oder gelben, oft auch rötlichen Kalken, die ungemein arm an Versteinerungen sind. Dasselbe ist auch vom Kimmeridge (= Pterocerien) zu sagen, das sich aus hellgrauen, manchmal oolithischen Kalken aufbaut. Es nimmt in dem untersuchten Gebiet weite Strecken ein, indem es in großer Ausdehnung die Gewölbe des Montagne de Boudry—Creux du Van und des Solmont—La Tourne bildet. Besonders auf letzterer Kette gewinnt dann über ihm die Portland-Stufe weite Verbreitung. In ihr lassen sich zwei Horizonte deutlich unterscheiden, unten ein kreidiger, weißer, fein geschichteter Kalk und weiter oben ein zuckerkörniger Dolomit von etwa 30 m Mächtigkeit. Das Purbeck in Form von z. T. bituminösen Mergeln, Gips usw. schließt den Malm ab, dessen Gesamtmächtigkeit etwa 600 m betragen muß.

Die Ablagerungen der Kreide beginnen mit dem, „Marbre bâtard“ genannten, Unteren Valanginien (= Berrias), bestehend aus gelblichen und weißlichen, gut geschichteten Kalken mit *Chama gracilicornis* P. et C. und *Toxaster granosus* Dës. Das obere Valanginien führt Mergel und eisenschüssige Kalke mit reichen Faunen, Das „Hauterivien“ beginnt mit einer ganz dünnen Mergellage, dem *Astieria*-Mergel, dessen Cephalopodenfauna von der der eigentlichen Hauterive-Mergel beträchtlich abweicht. Das obere Hauterivien oder „pierre jaune de Neuchâtel“ besteht aus teils oolithischen, teils spätigen Kalksteinen. Auch im Urgonien (= Barrêmien) lassen sich zwei Abteilungen oder richtiger zwei Fazies, die von la Russille mit Echinodermen und Brachiopoden und die koralligene mit *Requienia*, unterscheiden. In kleinen Aufschlüssen sind endlich Albien und Rotomagien zutage getreten.

Tertiäre Ablagerungen, vorwiegend aquitanische Süßwassermolasse, sind namentlich auf der südlichen Flanke der Montagne de Boudry-Antiklinale entwickelt, bilden aber auch den Kern der Areuse-Synklinale.

Besonders wertvoll sind die genauen Fossilisten, die für alle Stufen gegeben werden.

Glaziale Bildungen nehmen im Gebiet weite Flächenräume ein. Mit dem vom Rhonegletscher herbeigeführten alpinen Erratum mischen sich die einheimischen Moränenablagerungen. Als sich der Rhonegletscher schon lange aus dem Val de Travers zurückgezogen hatte, bestanden noch lokale Gletscher, so z. B. der am Creux du Van, dessen Cirkus ein typisches Kar darstellt.

Bei Champ du Moulin hat im Areuse-Tal in postglazialer Zeit vorübergehend ein See bestanden, der durch einen Bergsturz aufgestaut ist. Auch oberhalb Noiraigue trägt das Tal alle Zeichen eines alten Seebodens, der z. T. vertorft ist. Gehängeschutt ist namentlich am Fuß der Malmkalkwände verbreitet. Landschliffe und Bergstürze sind sowohl in prähistorischen wie in geschichtlichen Zeiten in dieser Gegend viel aufgetreten. Die durch das Tal führende Eisenbahn hat z. B. schon sehr darunter zu leiden gehabt.

Tektonik. Die beiden Bergketten, welche die Gorges de l'Areuse flankieren, stellen zwei Antiklinalen dar; zwischen ihnen liegt eine zerrissene Synklinale. Die Achse der südlichen Antiklinale, die Chaîne du Lac, senkt sich gegen Nordosten. Der Südostschenkel steigt allmählich an, der Nordwestschenkel aber fällt sehr steil ab, ja er ist sogar z. T. überkippt. Die Achse der nördlichen Antiklinale, die des Solmont, senkt sich dagegen nach SW. hin, eine Erscheinung, die zweifellos mit dem Auftreten der prachtvoll sichtbaren Verwerfung von Noiraigue (die auch den Austritt der Noiraiguequelle vom Vaucluse-Typus bedingt) zusammenhängt. Wie der Nordwestschenkel des Chaîne du Lac-Gewölbes, so fällt auch der Südostschenkel der Solmont-Antiklinale senkrecht ab. Im Dach des Gewölbes liegen dann die Schichten flach, um gegen NW. erst wieder sehr steil, später flacher abzufallen. Die Kreideschichten der Areuse-Synklinale legen sich auf lange Erstreckung regelmäßig auf die Südostschenkel der Solmont-Antiklinale, im SO. aber stoßen sie an einer Faltenverwerfung ab, welche an der Flanke des Nordwestschenkels der Chaîne du Lac hinläuft. Im Nordosten des Gebietes verlegt eine Blattverschiebung die Neokom-Synklinale in nördlicher Richtung. Bei Furcil läuft eine streichende Verwerfung im Nordwestschenkel der Mulde. Eigenartig ist das Auftreten einer Platte von Brot-Schichten und Hauptoolith, die auf Dogger und Malm aufgeschoben sind, bei Brot-dessous. Die Verfasser sind der Meinung, daß hier allerdings nicht eine Überschiebung, sondern eine Senkung der übershobenen Antiklinale vorliegt.

Das Areuse-Tal läuft bei Noiraigue im Gewölbe der Solmont-Kette, durchschneidet dasselbe dann schräg bei Furcil und tritt in die Synklinale ein. Weil die Mulde geneigt ist, läuft der Fluß heute in ihrer Flanke. Er durchbricht schließlich die Chaîne du Lac in einer typischen Kluse und ergießt sich in den Neuenburger See.

Otto Wilckens.

Chr. Tarnuzzer: Geologische Verhältnisse des Albula-Tunnels. (Jahresber. d. naturf. Ges. Graubündens. N. F. 46. 1904 1—17. 1 Profil.)

Durch den Bau des Albula-Tunnels wurde ein Profil vom obersten Albula-Tal zum Val Bevers erschlossen. Es zeigte von Westen nach Osten folgende Gesteinskomplexe:

1. eine Serie grauer, mergeliger Kalkschiefer mit Einlagerungen von Kalksteinen. Sie bilden im großen und ganzen eine Mulde. Fossilien fehlen. Verf. hält sie für Trias.
2. Darauf folgte untere Rauhwaacke der Trias, dann
3. Casanna-Schiefer, teils schwarze, kalkige Tonschiefer [die Casanna-Schiefer sind sonst kalkfrei. Ref.], teils grüne, gneisartige Schiefer.
4. Dreiviertel des Profils kommen auf die Granitmasse des Piz Giumels, die aus grünlichem Albula-Granit und seinen Abänderungen und Ganggesteinen besteht. Der Granit zeigt Pressungserscheinungen mannigfacher Art. Mitten in ihm traf man auf eine 65 m lange Partie von dunklem Kalktonschiefer, wie sie im Westen anstehen.
5. Im Val Bevers durchfuhr der Tunnel noch Grundmoräne und granitischen Gehängeschutt.

Die horizontale Erstreckung der Gesteine zeigt die folgende Tabelle. Die von HEIM für ein allerdings etwas anders liegendes Tunneltracé vorausbestimmten Zahlen sind daneben gesetzt:

	angetroffen	vorausgesagt
Kalkschiefer	1097 m	1100 m
Zellendolomit	111 "	70 "
Casanna-Schiefer	52 "	50 "
Albula-Granit	4346 "	4400 "
Grundmoräne	92 "	— "
Granitschutt	168 "	240 "
	5866 m	5860 m.

[Verf. schreibt von dem im Granit liegenden Schieferferetzen, er „muß beim Aufsteigen des Granits aus der Tiefe als Sedimentrest vom Rande des jetzigen Massivs abgeschürft, in den Granit hineingepreßt und mit ihm durch den Gebirgsdruck bearbeitet worden sein: der Albula-Granit wäre demnach wahrscheinlich spätriassischen Alters“. Nein! Es handelt sich offenbar um eine schmale, eingeklemmte Mulde oder Scholle. Die Gebirgsbildung, die diese Erscheinung erzeugt hat, ist die tertiäre, und der Albula-Granit hat an ihr passiv teilgenommen. Nach den Angaben des Verf.'s zeigt auch der eingeschlossene Schiefer keine Metamorphose. Ref.]

Otto Wilckens.

G. Dal Piaz: Su alcune impronte vegetali nei micascisti del Trentino. (Boll. Soc. geol. ital. 21. LXIV—LXVI. Roma 1902.)

In der Glimmerschieferzone zwischen dem Trentino und Westtirol, also in der Val di Sole sind bei Bresimo deutlich erkennbare Pflanzenreste beobachtet. Dieselben gehören in die Nähe von *Equisetum infundibuliforme* und beweisen, daß ein Teil dieser Glimmerschiefer karbonisches Alter besitzt.

Deecke.

M. Gortani: Sul rinvenimento del calcare a Fusuline presso Forni Avoltri nell' alta Carnia occidentale. (Rend. R. Accad. Lincei. Cl. d. sc. fis. e mat. (5.) 11. Sem. 2^o. Fasc. 11. 316—318. Roma 1903.)

Am Colle di Mezzodi, am Gehänge des Mte. Tuglia oberhalb Forni Avoltri in Oberkrain ist beim Abholzen in der Grauwackenzone ein Kalk entblößt, der folgende Fossilien lieferte: *Fusulina alpina* SCHELLW., *F. regularis* SCHELLW., *Schwagerina princeps* EHRB., *Sch. fusulinoides* SCHELLW., *Rhynchonella* sp., *Spirifer* sp., *Terebratula* sp., *Chrysostoma tornatum* GEMM., *Aviculopecten* cf. *Sedgwickii* M'COY sp., *Productus* cf. *semireticulatus* MART., *Cyclolobus* cf. *Stachei* GEMM. Die Schichten entsprechen also denen von Trogkofel, Neumarkt und Goggan und sind die ersten italienischen Permkarbonlagen. Deecke.

V. Uhlig: Exkursionen in die pieninische Klippenzone und in das Tatra-Gebirge. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 3. 76 p. 34 Fig.)

Zunächst wird im allgemeinen eine geotektonische Gliederung der westlichen und mittleren Karpathen gegeben. Von außen nach innen unterscheidet man 1. die Sandsteinzone, 2. die Innenzone und 3. die Vulkangebirge am Innenrande. Unter diesen läßt die Innenzone wieder folgende Gliederung zu: a) Klippenzone, b) Gürtel der Kerngebirge und c) innerer Gürtel. Die Kerngebirge beginnen bei Hainburg a. d. Donau, später im Vjeporgebirge der „innere Gürtel“, der im wesentlichen aus Urgebirge, dann aus metamorphen und paläozoischen Bildungen und mesozoischer Decke besteht; beide Zonen aber verschwinden an der Hernadlinie, wogegen die Klippenzone sich durch das ganze Gebirge erstreckt. Die Kerngebirge bestehen stets aus einer kleinen Zentralmasse von Granit oder kristallinen Schiefen, an die sich, besonders im Norden, eine Hülle permisch-mesozoischer Gesteine anlegt, die häufig in nordfallende Schuppen aufgelöst sind. Zwischen diesen und der Klippenzone finden sich ober- und oligozäne Schiefer und Sandsteine in flacher Lagerung, die sogen. Austönungszone. Nördlich der Klippen sind dagegen die gleichen Schiefer und Sandsteine in Falten gelegt. Nach Faziesunterschieden wird in der mesozoischen Serie ein hochtatisches und ein subtatisches Gebiet unterschieden, wobei die Grenze beider eine Hauptüberschiebungsfäche bildet. Die Klippen endlich, die hier als wurzelecht angesehen werden müssen, lassen ebenfalls eine doppelte Fazies erkennen, und zwar: a) Hornsteinkalkfazies und b) versteinungsreiche Fazies, welche letztere wieder 1. Fleckenmergel mit *Ammonites opalinus*, 2. schwarzen Ton mit Eisensteinen mit *Amn. Murchisonae*, 3. weißen, massigen versteinungsarmen Crinoidenkalk (Bajocien), 4. roten, dünngeschichteten Crinoidenkalk, wenig mächtig, mit seltenen Versteinungen der Bathonienstufe, 5. rote Knollenkalke (Czorsztyner Kalk) mit Versteinungen der Kelloway-, Oxford- und Kim-

meridgestufe und 6. helle Brachiopodenkalke, Ammonitenbreccie und Crinoidenkalke des Tithon enthält.

Schon lange bekannt sind die Klippen in der Umgebung von Czorsztyn. Sie sind in Reihen angeordnet und von Querbrüchen durchsetzt, an welchen eine Südverschiebung beobachtet werden kann. Zusammengesetzt werden diese Klippen von *Opalinus*- und *Murchisonae*-Schichten, Crinoidenkalken des Bajocien und Bathonien und endlich Czorsztynner Kalk und Tithon, während die oberkretazischen Puchower Mergel sie als Hülle umgeben. Diesen Bau und südliches Verflächen zeigen die kleineren Klippen der versteinungsreichen Fazies am Czorsztynner Schloßberg. Dagegen zeigen, weiter südlich gelegen, die Hornsteinkalkklippen nördliches Einfallen. Ferner sieht man dort die innige Verbindung von Tithon und Neokom, die ohne Unterbrechung ineinander übergehen, dagegen aber die scharfe Trennung der Klippengesteine von den oberkretazeischen Hüllschichten, die sich den Hornsteinkalken konkordant anlegen, obgleich zwischen diesen Bildungen eine gewaltige Lücke und ein bedeutender Altersunterschied besteht, die von einer Denudationsperiode erfüllt werden, worauf die Konglomerate der Hüllschichten hinweisen.

Die massigsten Hornsteinkalkklippen (bis 820 m Seehöhe) finden sich in der Pieniny, wo der Dunajec in einem großartigen Durchbruchstale die Klippenzone durchnagt hat. Die sekundären Faltungen erreichen hier eine erstaunliche Komplikation. Am Ausgang des Haligóczyer Tales findet die Klippenzone ihr südliches Ende. Dort stößt die oberkretazische Klippenhülle längs eines Bruches an alttertiären Schiefen ab. An der Zusammensetzung der Klippen nimmt aber bei Haligóczy ausnahmsweise auch Trias und Lias teil, während aus den bröckeligen Eozänkonglomeraten bei Ak-samitka größere Kalkblöcke gleich klippenähnlichen Felskegeln als „Pseudoklippen“ herausragen.

Sehr zahlreiche Klippen sind in der Gegend von Jaworki zerstreut, von welchen eine überkippte Lagerung zeigt: an der Basis Czorsztynner Kalk, darüber Dogger-Crinoidenkalk. Die Klippengruppe von Jaworki besteht aus einer massigen Hauptklippe, umgeben von einer Anzahl kleinerer Klippen. Die meisten sind durch Brüche begrenzt, so daß man hier ein verwickeltes Bruchnetz annehmen muß. Die Klippenhülle besteht hier zumeist aus Konglomeratsandstein, und wird am Südrande von einem Andesitgange durchsetzt. In Szlachtowa ist am rechten Ufer des Ruska-Baches eine Stelle bekannt, wo in die Klippenhülle zahlreiche Blöcke der Klippenkalke eingeschlossen erscheinen, deren Ablagerung als oberkretazisch angesehen wird.

Auf der Fahrt von Nowy-targ (Neumarkt) nach Zakopane quert man zuerst die Klippenzone und gelangt sodann in die obenerwähnte „Aus-tönungszone“ zwischen Klippen und Tatra mit flachen obereozän-oligozänen Ablagerungen.

Auf dem Wege von Zakopane zum Lilienpaß erhält man ein interessantes Profil. Am Anstieg zur Kopa Magory quert man zunächst eine Schichtfolge von Lias, Rhät, Keuper, Muschelkalk und Werfnerschiefer,

bis man in die Permquarzite gelangt. Dies ist die nördlichste Schuppe, welche die Ablagerungen der subtatrischen Fazies enthält. Unter dem Permquarzit zieht die Hauptüberschiebungsfläche. Die nächste Schuppe enthält wieder Lias- und Triasablagerungen, aber in hochtatrischer Fazies, und dann Permquarzite, die auf z. T. schiefri-gen Granit aufruh-en. Am Lilienpasse selbst sieht man jedoch diesen Granit wieder durch eine Überschiebungsfläche abgeschnitten und auf einem Schichtpaket von Permquarzit, unterer Trias, Lias und Oberkreide aufruh-en, das seinerseits wieder von Granit unterlagert wird. Daß aber die Oberkreide hier mit überschoben erscheint, beweist, daß die Hauptbewegung erst nach Absatz der Oberkreide vor sich gegangen ist.

Längs des Weges von Zakopane in das Gebiet der Czerwony wierchy sieht man so ziemlich das gleiche Profil, nur mit viel komplizierterer Lagerung. So wenden die hochtatrischen Kalke des Małolączniak der Hauptüberschiebungslinie auffallenderweise die Schichtköpfe zu, was dadurch hervorgerufen wird, daß die Schichten des genannten Berges eine nach innen eingebogene Kniefalte zu bilden scheinen. Der hochtatrische Kalk lagert meist direkt dem Granit auf, der häufig Schieferstruktur aufweist. Eine ähnliche, wie die obengenannte Kniefalte, ist in den Grestener Schichten der Tomanowa-Alpe sichtbar. Zwischen diese Falte und die hochtatrischen Kalke wurde ein Streifen roter triassischer Schiefer eingeklemmt, was wieder auf eine seitliche Verschiebung schließen läßt. Beim Abstieg von der Alpe zum Koscielisker-Tal quert man einige Moränen; das Tal selbst durchschneidet zwar die ganze Kalkzone der Tatra, doch gewährt es, besonders infolge von Schuttanhäufung, nicht den erwarteten Einblick.

Auf dem Wege von Zakopane durch das Tal „Dolina Białego“ zur Mała Świnica und in das Strażiska-Tal begegnet man zunächst am Ausgang des Bistry-Tales einem Zuge von Nummulitenkalken und Konglomeraten mit zahlreichen Fossilien. Dann betritt man das Gebiet der subtatrischen Zone. Am Aufbaue beteiligen sich Muschelkalk, Keuper, Rhät und Unterlias, die vier Synklinen und ebensoviele Antiklinalen zusammensetzen.

L. Waagen.

Geologische Beschreibung einzelner Länderteile, ausschliesslich der Alpen.

G. v. Bukowski: Exkursionen in Süddalmatien. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 24 p. 3 Tab.)

Im Küstengebiete südlich von Cattaro erreicht die Tektonik das höchste Ausmaß von Komplikation innerhalb ganz Dalmatiens. Aber nicht nur, daß die tektonischen Erscheinungen hier in ungewohnter Ausdehnung und Verschiedenheit auf engen Raum zusammengedrängt sind, ist auch die Mannigfaltigkeit der beteiligten Schichtgruppen, wie auch die eigentümliche Fazies einzelner Schichtglieder, von hohem Interesse. — Die Um-

gend von Ragusa gehört noch der typischen dalmatinischen Karstkreide an. Bei Cattaro jedoch gesellen sich bereits Trias- und Juraablagerungen hinzu, wenn auch Oberkreide und Alttertiär weitaus überwiegen. Oberkretazische Kalke und Dolomite, Schichten der liburnischen Stufe, Nummulitenkalk und obereozäner Flysch lassen sich auch noch bis in die Gegend von Budua verfolgen, wo sie jedoch, zumeist an den obertriadischen Kalken, plötzlich abbrechen. Die Umgebung von Budua charakterisiert sich als ein mehrfach terrassierter Steilabfall des montenegrinischen Hochplateaus. An deren Aufbau nehmen teil: marines Oberkarbon, Triasablagerungen mit Ausnahme des Rhät, Kalke der oberen Kreide und obereozäner Flysch. Das Karbon tritt hauptsächlich als Kern einer geneigten Triasantiklinale auf, welche auf der Hangendseite durch einen sie schief schneidenden Längsbruch begrenzt ist. An Fossilien sind Brachiopoden, Gastropoden und schön ausgewitterte Fusulinen besonders häufig; seltener findet man auch Schwagerinen, und stellenweise sind Calamitenreste vorhanden, welche auf küstennahe Ablagerungen hinweisen. Die Werfener Schichten sind in ungewohnter Weise als gebankter Dolomit entwickelt mit nur ganz untergeordneten kalkigen und mergeligen Zwischenlagen. Dagegen sind die Sedimente im Alter des Muschelkalkes zumeist Sandsteine, Konglomerate und bröcklige Mergelschiefer, doch spielt der Fazieswechsel eine große Rolle. So findet sich ein roter oder grauer Kalk mit Ammoniten der *Trinodosus*-Zone, der mit dem bosnischen Han Bulog-Kalk identisch sein dürfte; im oberen Teile stellt sich lokal ein Riffkalk mit Diploporin ein, der den Buchensteiner Schichten entspricht. Die Horizonte von Wengen und St. Cassian lassen sich hier nicht trennen. Vertreten werden sie durch eine Serie von Tuffen und Tuffsandsteinen, die nach oben allmählich in hornsteinreiche Kalke mit dünnen Schieferlagen übergehen. Das Massengestein zu den Tuffen ist ein Noritporphyrit, der in großer Verbreitung auftritt. Über St. Cassian folgt hornsteinführender Hallstätter Kalk, welcher *Monotis*, Halobien und Ammoniten der *Aonides*-Zone liefert, dann kommt Hauptdolomit und zum Schlusse Dachsteinkalk. Die oberkretazischen Ablagerungen sind durch oolithische und brecciöse Kalke vertreten, und der obereozäne Flysch bekommt häufig ein fremdartiges Aussehen durch das Auftreten dunkelroter Mergelschiefer, die von gleichen Sedimenten der Trias sich petrographisch kaum unterscheiden lassen.

Dem Karbon lagern bald Werfener Schichten, bald Muschelkalk diskordant auf, ein Beweis für die fortschreitende Ausdehnung der untertriadischen Transgression. Ebenso erscheinen die oberkretazischen Sedimente wie auch das Obereozän diskordant und transgredierend. Weiter ersieht man, daß die Triasablagerungen bereits in Falten gelegt waren, als das obere Kreidemeer hier eindrang, während die gewaltigsten tektonischen Vorgänge erst in das Unterpliozän fallen, zufolge deren das Festland sich an Längsbrüchen stufenförmig zum Meere absenkt. Sehr ausgeprägt ist hier die Neigung die Senkung zu überschieben, weshalb man zahlreiche liegende Falten mit gegen SW. oder W. gerichteter Stirne beobachten kann. Die Senkungen haben anderseits auch wieder Aufpressungen

im Gefolge, welche mehrfach ältere Triasglieder im Bereiche des Hauptdolomits zum Vorscheine kommen lassen. Im Zusammenhange mit Überschiebungslinien wurden auch Deckschollen beobachtet; so liegt eine Deckscholle von karnischem Hallstätter Kalk auf Muschelkalk und eine andere von Hauptdolomit auf obereocänem Flysch.

Dies sind die Hauptzüge der geologischen Skizze, welche in der Einleitung gegeben wird. Im Anschlusse findet man dann noch eine eingehendere geologische Schilderung der Gegend von San Stefano, der Profile von Budua über Boretta und Stanišić nach Mainbraiç und endlich des Gebietes von Braiç.

L. Waagen.

M. Lomnicki: Geologische Skizze der Umgegend von Lemberg. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 3. 4 p.)

Lemberg liegt im beckenartig ausgeweiteten Erosionstale des Peltewbaches und am Fuße des Steilrandes der podolischen Hochebene. Ein Rest derselben ist noch der mehrfach zerrissene Plateaustreif, der als Lemberg-Belzecer-Rücken bekannt ist. Am geologischen Aufbau beteiligen sich nur wenige Schichtglieder. Das älteste ist hier die Kreide, ein Mergel, der seinem petrographischen wie paläontologischen Charakter nach der Mukronatenstufe der westfälischen Kreide am nächsten steht. Unmittelbar darüber lagern die Sande, Sandsteine und Lithothamnienkalk der zweiten Mediterranstufe, die man hier in die untere und obere Ervlienstufe einteilt. Vereinzelt finden sich dichte Kalksteine, Gipsstöcke und Tegelbildungen eingelagert. Die Diluvialablagerungen sind sehr mannigfaltig, und man kann in ihnen außer einer mächtigen Lößdecke noch Lokalschotter, Lehm mit borealer Molluskenfauna, Flugsand und Moränensand unterscheiden. Schließlich ist noch das Alluvium zu erwähnen, welches durch Eluvionen, Bachanschwemmungen, Torfbildungen und Quelltuffablagerungen vertreten wird.

L. Waagen.

A. Rosival: Franzensbad, Marienbad, Karlsbad. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 2. 79 p. 10 Fig. u. 2 Taf.)

Nach einer Zusammenstellung der wichtigsten einschlägigen Literatur finden wir zunächst einige orientierende Worte über die Lage des Egerer Beckens und dessen geologisch-tektonischen Bau. Die Phyllite der Gegend sind in der Egerspalte auf 6 km Länge durchrissen. Die Vulkanrinne des Kammerbühl wird hier von neuem beschrieben und ein Profil nach PROFT gegeben. Der Weg von diesem Hügel nach Franzensbad führt über tertiären Letten. Darunter liegt Phyllit, der zwar nur an wenigen Stellen sichtbar, durch seine eigentümliche Zusammensetzung aber darauf hinweist, daß er bereits dem Kontakthofe des Karlsbader Granits angehören dürfte. Hinter dem Dorfe Schlada beginnt das Franzensbader Moor mit wechselnder Mächtigkeit von $\frac{1}{2}$ —5 m, das jedoch nur insoweit mineralisiert ist, als es im Bereiche der aufdrückenden Mineralquellen liegt. Zwölf solcher Quellen sind gefaßt, doch kennt man außerdem noch zahlreiche Quellaustritte und

Kohlensäure-Exhalationen. Die Mineralwässer steigen aus den *Cypris*-Schiefern auf, passieren tertiäre Sande, die zugleich als Filter dienen, und ferner einen grauen glimmerigen Letten, der das Zusitzen der Tagwässer verhindert. In dem darüberliegenden Sand und Moor sind dann die Quellen in Holzschächten gefaßt. Die chemische Zusammensetzung der einzelnen Quellen wird angeführt, und ihrer chemisch-geologischen Natur nach werden dieselben als „Granitwässer“, ihrer Entstehung nach aber als juvenil aufgefaßt, mit starker Beeinflussung durch vadose Wässer.

Bei der Fahrt von Eger nach Marienbad wird zunächst Phyllit, dann bei der Station Sandau Glimmerschiefer, später Granit und schließlich Gneis verquert. Schon am Fußwege vom Bahnhof nach Marienbad erkennt man an der Umwandlung glimmeriger Schiefer in Fleckschiefer, daß man sich in der Kontaktzone des „Marienbader Kerns“ befindet, um den sich zumeist Hornblendegesteine als Hülle legen. Im Bereiche des grobkörnigen „Gebirgsgranits“ findet sich ein eisen- und manganerzführender Gang von Hornstein, der in herzynischer Richtung streicht und dem ein wesentlicher Anteil an der Topik der Marienbader Quellen zugeschrieben wurde. Das Quellgebiet ist nicht als tektonisches Senkungsgebiet aufzufassen, sondern die Terraindepression, in der die Wässer zutage treten, ist einfach durch Erosion geschaffen. An Spalten, längs der die Mineralwässer sich verbreiten können, wurden drei Hauptrichtungen konstatiert, außerdem existiert aber lokal noch ein kompliziertes Netz von Klüften, so daß die Zirkulation so ziemlich nach jeder Richtung stattfinden kann, und wo gerade die Talfurche eine solche mineralwasserführende Kluft anschneidet ist der Ort der Quelle. Kreuzbrunnen, Ferdinandsbrunnen, Alfredsquelle und Alexandrinenquelle zeigen so ziemlich die gleiche chemische Zusammensetzung, nur in verschiedener Konzentration, und liegen überdies annähernd auf einer geraden Linie. Abweichend ist bereits die chemische Zusammensetzung der Waldquelle. Während die erstgenannten als typische „Granitwässer“ bezeichnet werden müssen, ist hier eine Anreicherung von Kalk-Magnesia-Salzen auffällig, die durch die Berührung mit Serpentin und Amphibolit erklärt werden müssen. An den übrigen Quellen: Karolinenquelle, Ambrosiusbrunnen, Marienquelle, Rudolfsquelle und Pottasäuerling treten bereits so sehr die von den Sickerwässern gelösten Bestandteile hervor, daß sie als erdige Eisensäuerlinge zu bezeichnen sind. Die Granitwässer sind gewiß „juvenilen“ Ursprungs, andere sind gemischt, und der Pottasäuerling endlich wie auch die Marienquelle werden bereits als „vados“ aufgefaßt. Zum Schlusse werden noch einige Beobachtungen aus der Hornblende-Gestein-Hülle des Marienbader Granits mitgeteilt.

Längs der Bahnlinie Schönwehr—Schlaggenwald wird zunächst das Profil besprochen. Man sieht an diesem Schnitt durch die Schlaggenwalder Gneisscholle, daß diese von verschiedenartigen Gängen, darunter einem Hornsteingänge analog jenem von Marienbad, durchsetzt wird. Der Verlauf der Gänge entspricht im allgemeinen derjenigen der Hauptklüftung im Gneis. Die Beziehungen zwischen Granit und Schiefer werden konform den Untersuchungen REYER's dargelegt, der das Schiefervorkommen mit

einer in den Granit eingefalteten und überschobenen Mulde erklärte. Der Hubenstock, Schnödenstock und Klingerstock an der Grenze von Granit und Schiefer wurden einst auf Zinnerze abgebaut.

Das Karlsbader Granitmassiv wird durch das Senkungsfeld, das die tertiäre Braunkohlenformation im Norden Karlsbads trägt, von seiner quer über das Erzgebirge streichenden Fortsetzung getrennt. Die beiden Granitvarietäten, welche an der Zusammensetzung dieses Massivs teilnehmen, sind der Gebirgsgranit oder Hirschensprunggranit und der Erzgebirgs- oder Kreuzberggranit. Das Verhältnis der beiden zueinander wird nach REYER durch Massenergüsse und spätere Nachschübe erklärt. Durch Einwirkung der Thermen auf den Granit entstehen die Kaolinlager. Alle Quellen Karlsbads entspringen auf einer Zone von 200 m Breite und 1250 m Länge, die dem herzynischen Streichen folgt und als „HOFF'sche Quellenlinie“ bekannt ist. Der Sprudel liegt beiläufig in der Mitte des ganzen Komplexes und bildet den Hauptausbruchspunkt der Thermalwässer, die aber bis an den südlichen Bruchrand der großen Grabensenkung zwischen dem Karlsbader- und dem Erzgebirge in Quellen auftreten. Eine Begleiterscheinung oder Folge dieses Grabenbruches ist die Karlsbader Thermalspalte. Die Tepl fließt unabhängig davon in einem Erosionstale, welches die Thermalspalte dreimal quert. Unter den Alluvien des Flusses wird, zum Unterschiede von HOFF und KNETT, kompakter, anstehender, nur von Tiefenklüften durchsetzter Granit angenommen, auf dem sich die Sprudelschale ablagerte. Der Ort der Bildung der Sprudelschale sank gleichmäßig mit dem tieferen Einschneiden des Flusses, wodurch sich auch die hochgelegenen Reste von früherer Sprudelschale erklären. Die chemische Zusammensetzung lassen diese Thermen als salinisch-alkalisch-muriatische Mineralquellen erkennen. Wie der Verlauf der Exhalation die Quellen und deren Zusammensetzung beeinflusst, wird graphisch dargestellt und daran ein kurzer Überblick über die Theorien bezüglich deren Genesis angeschlossen. Die einzelnen Quellen werden sodann besprochen und besonders eingehend der Sprudel behandelt. Zum Schlusse findet sich noch ein geologischer Abriss der Umgebung Karlsbads, wobei die Tertiärbildungen, der „Porphyrgang“ beim Bellevue-Tempel, sowie der Nephelinbasanit des Veitsberges Erwähnung finden.

L. Waagen.

F. E. Suess: Exkursion nach Segengottes bei Brünn. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 9 p. 1 Fig.)

Diese Exkursion galt dem Besuche der Boskowitz Furche. Mit diesem Namen wurde von TIETZE ein 140 km langer aber schmaler Streif von Perm-Sandsteinen bezeichnet, die, an der Oberfläche als deutliche Depression sichtbar, die Grenze bilden zwischen den sudetischen Faltenzügen im Osten und den kristallinen Gesteinen der böhmischen Masse im Westen. An der Begrenzung nehmen beiderseits Grundkonglomerate teil, die wahrscheinlich durch den Zerfall der Gesteine an Ort und Stelle entstanden sind und als weiterer Beweis für die terrestrische Bildung des

Rotliegenden und z. T. auch des oberen Karbons angenommen werden. Das Grundkonglomerat zeigt beiderseits der Furche je andere Gesteine an seiner Zusammensetzung beteiligt, Bruchstücke der Gesteine der Brünner Eruptivmasse fehlen aber gänzlich. Diese Tatsachen führen zu dem Schluß, „daß die Anlage der großen Störungslinie, welche heute durch die Boskowitz Furche vorgestellt wird, bereits in vorpermischer Zeit vorhanden war, daß dagegen die Brünner Eruptivmasse zur Permzeit noch nicht bloßgelegt war, sondern erst durch spätere Störungen in die unmittelbare Nachbarschaft des Devons und des Rotliegenden gebracht worden ist“.

Über den Grundkonglomeraten folgt ein Sandstein- und Schieferkomplex mit jenen Kohlenflözen, welche in Segengottes und Oslawan abgebaut werden, und deren Alter von den verschiedenen Autoren als Oberkarbon, Permokarbon oder auch Perm angegeben wird. Als Abschluß nach oben sieht man endlich eine mächtige Schichtfolge von Sandsteinen, Schiefer-tonen und Arkosen. Eine Hauptstörungslinie verläuft in der Furche und begleitet deren Ostrand in geringer Entfernung. Aber auch der Ostrand selbst wird von einer oder von einer Reihe von Störungen gebildet. Bei dem Orte Tetschitz findet sich eine Bank von grauem Kalkstein und Kalksilikatfels, der hauptsächlich aus farblosem Augit, grüner Hornblende und Granat besteht und von fleischroten pegmatitischen Gängen durchsetzt wird. SUSS sieht darin einen von Eruptivgesteinen umschlossenen und im Kontakt veränderten Devonkalk. Darüber liegen Kulmschiefer und Kulmgrauwacke. Mitunter ist es schwierig, zwischen den zersetzten, schiefrig gewordenen Grauwacken und den gneisartigen Randgesteinen eine Grenze zu ziehen. Verf. hält dieselben für Kontaktbildungen, wenn auch infolge der hochgradigen Zersetzung keine Kontaktminerale mehr nachgewiesen werden können, und weist auf den ähnlichen „Eckergneis“ hin, den LOSSEN aus dem Harz beschrieb.

L. Waagen.

L. Szajnocha: Einige Worte über den geologischen Bau des Gebietes von Krakau. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 3. 10 p. 4 Fig. u. 1 Taf.)

Das Gebiet von Krakau bildet einen Teil des den Karpathen vorgelagerten polnischen Mittelgebirges. Die geologische Zusammensetzung ist äußerst mannigfaltig. Als Fortsetzung des mährisch-schlesischen Steinkohlenbeckens beteiligen sich daran zunächst die paläozoischen Schichtglieder, vom Devon angefangen, dann die mesozoische Serie, mit Ausnahme des Lias und der unteren Kreide, in geringem Maße findet sich Miocän, dagegen in reicher Entwicklung glaziales und postglaziales Diluvium. Der Mannigfaltigkeit der geologischen Formationsglieder entspricht aber auch der Reichtum an technisch verwendbaren Bodenschätzen. Abgesehen von den Steinkohlen werden aus den triadischen Sedimenten Eisen-, Zink- und Bleierze gewonnen, das Devon liefert schwarze wertvolle Marmore, die oberpermischen Porphyre und Melaphyre werden als Bausteine sehr geschätzt, und die weißen oberjurassischen Kalke endlich finden beim Kalk-

brennen ausgedehnte Verwendung. Auch der Fossilreichtum ist hervorragend und nach den Formationen reich gegliedert. So finden wir kleine Fossilisten angeführt aus oberjurassischem Kalk, aus oberkretazeischen Kalkmergeln, aus Sandsteinen und Oolithen des braunen Jura, aus schwarzen devonischen Kalken, wie auch aus dem Kohlenkalk und gelblichen Plattenkalken des mittleren Oxfordien.

L. Waagen.

L. Szajnocha: Geologische Skizze der Umgebuug von Czortków, Zaleszczyki und Kasperowce in Podolien. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 3. 9 p. 1 Taf.)

Die hier besprochene Gegend gehört vollständig der podolischen Platte an. An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich das Obersilur, Unter- und Mitteldevon, oberster weißer Jura, Mittel- und Oberkreide, Miocän und Diluvium. Alles horizontal gelagert und nur teilweise durch Brüche zerstückt. Bei Czortków ist durch den Serethfluß ein tiefes Tal in das Plateau eingerissen und dadurch ein Profil bloßgelegt. Man sieht da mächtige Silurschichten direkt von Miocän überlagert. Das Silur bildet hier einen Horizont, der als Czortkówer Schichten bekannt ist, und dessen Fossilien bereits auf oberstes Silur hinweisen. In gleicher Weise finden sich auch bei Zaleszczyki die Czortkówer Schichten, darüber folgen die Schichten von Iwanie, rote Schiefer und Sandsteine, die den Passage beds des englischen Silurs vollkommen entsprechen, und als Abschluß sieht man wieder das Miocän. Anders ist es bei Kasperowce, wo über den Czortkówer und Iwanie-Schichten sich zunächst cenomane bis turone Kreideschichten mit reichen Faunen einstellen und dann erst das Miocän folgt.

L. Waagen.

F. Schafarzik: Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Romángladna. (Jahresbericht d. k. ungar. geolog. Anstalt für 1902. Budapest 1904. 101—106.)

Die im Osten von Temesvár gelegene Gegend, auf welche sich der Bericht bezieht, wird aufgebaut: aus fast ostwestlich streichenden, von Granodiorit- und Porphyritgängen durchbrochenen Phylliten mit Einlagerungen von kristallinischem Kalk, aus darüberliegenden zusammengefalteten paläozoischen Tonschiefern, Quarzitschiefern und dolomitischem Kalk, ferner aus pontischen und quartären Bildungen.

Katzer.

O. Kadič: Die geologischen Verhältnisse des Hügellandes am rechten Ufer der Bega in der Umgebung von Bálincz, Facset und Dubesty. (Jahresbericht d. k. ungar. geolog. Anstalt für 1902. Budapest 1904. 107—119.)

Am Aufbau der östlich von Temesvár gelegenen Gegend beteiligen sich nur pontische Ablagerungen, brauner, bohrerzführender, diluvialer Ton

g*

und alluviale Anschwemmungen. Im Bereiche der pontischen Bildungen liegt der berühmte Fossilienfundort Radmanest, von welchem eine vollständige Liste der dort bis jetzt gesammelten 94 Arten mitgeteilt wird.

Katzer.

A. Cozzaglio: Contribuzione alla ricerche sulla topografia preglaciale e neozoica del Lago di Garda. (Commentari dell' Ateneo di Brescia per l'anno 1902. 38—64. 3 Taf. Brescia 1902.)

Verf. hatte schon vor einigen Jahren eine Untersuchung über den Bau der Gebirgsränder am Gardasee begonnen und kommt in diesem Aufsätze zum Resultat. Bis in die Eiszeit hatte das Becken aus zwei getrennten Teilen bestanden: dem See von Riva, welcher sich über Mori zur Etsch entwässerte, und einem südlichen See, der aber nur einen Teil des heutigen breiten Endes umfaßte. Zwischen beiden habe ein Gebirgsstück existiert, dessen Ausdehnung und Bau aus der Struktur der zwischen Salò und Riva gelegenen Schollen geschlossen wird. Ihre Lagerung deutet auf ein stufenförmiges Abrutschen gegen den See, und es muß, damit sie diese Stellung überhaupt einnehmen konnten, ein Gebirgsstück vorhanden gewesen sein, das sie stützte. Dieses fehlt nun und wird in dem schmalen oberen Abschnitte des Sees versunken sein, und zwar in der Pliocänperiode. Der Chiese wurde erst durch die Hauptvereisung und die Moränenwälle des Westbogens zur Seite gedrängt; vorher floß er etwa am Westrande des Sees entlang und durch die Mitte der Moränenlandschaft ab. Er vereinigte in sich all die randlichen Gießbäche, die jetzt unmittelbar in den See fallen. Im Süden entstand zuerst eine Senke im westlichen Abschnitt und in Ablagerungen der ersten und zweiten Vereisung finden wir hauptsächlich westlich der Linie S. Vigilio—Sermione. Zuletzt bildete sich der Ostabschnitt des Sees bei Peschiera—Bardolino, und der letzte Gletscher schob sich unter Breitenabnahme dort hin. Der Gardasee hat demnach eine recht verwickelte Geschichte, deren letzte Spuren die Erdbeben seiner Uferteile darstellen.

Deecke.

A. E. Törnebohm: Om Torneträsk-profilens tydning. (Geol. Förening. i Stockholm Förhandl. 25. 1903. 83—92.)

—: Om den skandinaviska fjällkedjans sydvestände. (Ibid. 282—288.)

Beide Aufsätze befassen sich mit dem wieder lebhaft erörterten Problem des skandinavischen Hochgebirges. Um seinen verwickelten Bau zu erklären, hatte HOLMQUIST im Gebiet des Torneträsk sehr weitgehende Umwandlungen, Verschiebungen und Einpressungen angenommen. TÖRNEBOHM unterzieht bei aller Anerkennung der HOLMQUIST'schen Leistungen seine Deutung einer Kritik, indem er vor allem darauf hinweist, wie auch an anderen Stellen die gleiche Reihenfolge und die gleichen Gesteine auftreten. Er deutet die beobachteten Verhältnisse derart, daß er ein vor-silurisches, aus Grundgebirge und der Seve-Gruppe bestehendes Festland

annimmt, an dessen Fuß sich auf wechselnder Unterlage das Silur abgesetzt habe. Dann sei die Überschiebung eines von der Grenze westlich gelegenen Streifens erfolgt. Eine große Schale bildete sich und in dieselbe schob sich das Grundgebirge über das Silur hinein. — Dieselben Verhältnisse scheinen nun im südwestlichen Norwegen vorzuliegen. In Jötunheim sind Andeutungen davon, sicher scheint dieser Bau in Voß und bei Bergen zwischen Hardanger und Sognefjord. Trogförmig liegen am Storfjeld silurische Schichten unter dem Grundgebirge und den Sewe-Schiefern, und die von REUSCH beobachteten Silurfossilien unter einem Gneis-Quarzitkomplex bei Bergen dürften auf die gleiche Lagerung hinweisen. Eine kleine Kartenskizze bringt die Verbindung dieser norwegischen eigenartigen Lagerungsverhältnisse mit den zentralschwedischen zur Darstellung. Die Ostgrenze der Überschiebungszone läuft ziemlich genau am Rande des Hochgebirges entlang.

Deecke.

Andrew C. Lawson: The Geomorphogeny of the Upper Kern Basin. (Bull. of the Dep. of Geol., Univ. of California, 3. No. 15. 1904. 291—376. Mit Taf. 31—45.)

Die Arbeit behandelt die Oberflächengestaltung des hydrographischen Beckens, das durch den oberen Kernfluß und seine Nebenflüsse entwässert wird. Dasselbe liegt zwischen 36° 10' und 36° 40' nördl. Breite und 118° 10' und 118° 40' westl. Länge von Greenwich in der kalifornischen Sierra Nevada. Es hat eine blattartige Form und die Flüsse verlaufen wie die Adern des Blattes, der Kern als Mittelrippe pfeilgerade von Norden nach Süden in einem Cañon, der sich in ansehnlicher Breite 2500' tief in das breite Talland des Beckens eingeschnitten hat. Auch die Seitenflüsse haben sich tief eingesägt. Hohe Bergketten umkränzen das Becken, von denen die östlichen der Hauptwasserscheide der Sierra Nevada angehören.

Ein quarzreicher Biotitgranit, der in Hornblendegranit, Quarzdiorit und Diorit übergeht, bildet das vorherrschende Gestein dieser Gegend. Aplitische und lamprophyrische Gänge durchsetzen das Tiefengestein, haben aber der Erosion keine besonderen Wege vorgezeichnet. Ebensowenig ist dies mit einigen Schollen metamorpher Sedimente der Fall, die offenbar tief in das Magma versunkene Stücke von dem Dache des großen Granitbatholithen darstellen. Einige quaternäre Lavaergüsse haben ebenfalls keinen großen Einfluß auf die Geländeformen gehabt. Die Faktoren, die die heutige Gestalt des Upper Kern Basin herausarbeiteten, hatten also ein äußerst gleichmäßiges Material vor sich. Die Absonderungsformen des Granites dürften allerdings bei gewissen Vorgängen nicht ohne Einfluß geblieben sein. LAWSON hat sich über ihre Entstehung eine eigene Anschauung gebildet. Er glaubt, daß die in allen Richtungen vorkommenden Absonderungsflächen, namentlich aber die horizontalen, schiefen und gekrümmten, nicht durch eine Zusammenziehung des Gesteines entstanden sind. Sie bilden sich vielmehr bei der durch die Erosion bewirkten Abnahme des auf dem Granit lagernden Gewichtes infolge einer elastischen

Spannung nahe der Oberfläche, die sich von Zeit zu Zeit durch das Reißen einer Absonderungsfläche ausgleicht. Dadurch entsprechen die Flächen oft der Oberfläche. Nach dieser Auffassung haben also die Absonderungsflächen der Erosion nicht die Wege vorgezeichnet, sondern sind indirekt durch sie entstanden.

Im Upper Kern Basin lassen sich 3 geomorphologische Zonen unterscheiden:

1. Die Hochgebirgszone weist neben hohen Spitzen und Kämmen, deren Wildheit eine Folge der Vergletscherung ist, Reste von zwei Plateaus auf, die sich in verschiedenem Niveau finden. Das höhere, das „Gipfelhochland“, möchte Verf. nach den sanft geneigten, welligen Flächen für die alte Oberfläche des Granitbatholithen, mit der er an sein Dach stieß, halten. Das „Untergipfelplateau“ scheint ein alter Talboden zu sein.

2. Der Hochtalzone gehört das Chagoopaplateau, der alte Talboden des Beckens, an. Es ist eine weite Ebene, die randlich durch Übergangshänge in die umgebenden Käme übergeht. Das Einschneiden des Kern-Cañon hat sie merkwürdig unberührt gelassen. Ebenso gehört das im Süden des Gebietes liegende Toowatal hierher, das sich vom Chagoopaplateau durch den Mangel glazialer Einflüsse in seiner Umrandung unterscheidet und eine durchaus senile Topographie aufweist. Früher hat es das Chagoopaplateau entwässert bis der Kern seinen Cañon so tief eingeschnitten hatte, daß das Toowatal ihm seine Gewässer zusenden mußte.

3. Die Cañonzone. Der Kern-Cañon ist in seinem oberen Teil zur Eiszeit von einem Gletscher eingenommen und seine Seitentäler sind z. T. Hängetäler. Seine Wände sind z. T. glatt und U-förmig, hie und da sind Bergstürze eingetreten oder dringen alluviale Schuttkegel in ihn ein. Merkwürdig sind gewisse pfeilerartige Massen, die ihn von der Westwand her einschnüren. Diese „kernbuts“, wie LAWSON sie nennt (nach dem Kern River und buttress, Strebepfeiler), fallen zum Fluß steil ab und werden von der Cañonwand durch einen Sattel, den „kerncol“, getrennt. Zwischen den kernbuts, die übrigens in dem vom Gletscher nicht berührten südlicheren Teile des Tales liegen, hat der Kern seine normale Breite und Gestalt. Verf. erklärt diese Pfeiler als schwächer versenkte Klötze der Cañonmasse, die in Form eines Grabens abgesunken ist. Für die Grabennatur des Kern-Cañon sprechen: 1. sein meridionaler, von der Richtung der übrigen Ströme der Sierra Nevada abweichender Lauf, 2. seine auf 28 Meilen schnurgerade Richtung, die durch Erosion in einem gleichmäßigen Gestein nie entstanden wäre, 3. das Vorhandensein des Trout Meadows Defile, der südlichen Fortsetzung des Kern-Cañons, in der offenbar nie Wasser geflossen ist. Der Boden dieses Passes liegt etwa 700' höher als der Kernspiegel. Seine Westwand ist die unmittelbare Fortsetzung der Westwand des Cañons; der Kern wendet sich südostwärts und tritt nicht in ihn ein.

Das Einschneiden des Kern in das Chagoopaplateau steht im Zusammenhang mit der Hebung des ganzen Gebietes längs der großen Verwerfung, welche es im Osten gegen das Great Basin abschneidet.

Die zwei Kernseen, die zwischen kernbutts liegen, sind ganz junger Entstehung und durch Bergstürze abgedämmt.

Den Erscheinungen der Vergletscherung widmet Verf. ein besonderes Kapitel. Die südlichste Endmoräne liegt im Kern-Cañon 6600' ü. d. M. Der Eisstrom war nur noch halb so breit wie das Tal und drängte sich an die Westwand, was auf einer stärkeren Ablation an der Ostseite beruht haben muß. Dann folgt aufwärts noch eine Moräne, hierauf aber 16—17 Meilen gar keine. Aus der Masse der Moränen berechnet Verf., daß nur 2—4 Zoll von den Cañonwänden durch das Eis weggenommen sein können, und daß der Cañon also schon vor der Vergletscherung seine jetzige Gestalt gehabt haben muß. Die tributären Gletscher des Kern werden einzeln besprochen. Bemerkenswert ist das Heraushobeln des parallelepipedisch abgesonderten Granits aus dem Untergrunde durch das Eis, das Verf. nachweisen konnte.

Das Hochgebirge des Kern Basins ist ein vorzügliches Feld für das Studium der Zirkusbildung und des Zurückweichens und Niedrigerwerdens der Bergkämme durch die Gletscherwirkung. Dieser Prozeß der Bergerniedrigung muß dort, wo die Eisbildung von der orographischen Lage abhängig ist, notwendig zum Ende derselben führen.

Das Untergipfelplateau entspricht der tertiären peneplain am Westhang der Sierra Nevada. Es entstand vor der Erhebung dieses Gebirges und wurde nach seiner Erhebung durch die Erosion zerschnitten. Das Gebiet gewann im Laufe des Quartärs einen senilen Charakter. Dann erst trat die Vergletscherung ein. Sie ist nur eine Episode in den langen quaternären Zeiträumen, aber sie wirkte auf das Relief gewaltig ein. Ihr sind die großen Unterschiede zuzuschreiben, die zwischen dem Antlitz der Randgebirge des Chagoopaplateaus und der des Toowatales bestehen. In letzterem wirkte, während jenes vereist war, die gewöhnliche Erosion weiter und akzentuierte noch den reifen Charakter, den das ganze Gebiet besessen hatte. Seit dem Verschwinden der Gletscher aus den Hochregionen ist nur eine kurze Spanne Zeit verflossen. Die Gletscherschliffe sind hier noch so frisch, als wäre das Eis erst gestern geschmolzen. Mehr als tausend Jahre sind jedenfalls seither nicht verstrichen. Wenn man die Veränderungen, welche in den einzelnen Epochen des Quartärs das Kern Basin betroffen haben, vergleicht und danach die relative Länge der Zeiträume abschätzt, so ergibt sich nach LAWSON, die Zeit seit dem Verschwinden der Gletscher = 1 gesetzt, das Verhältnis:

Entwicklung der Hochtäler	2400,
Zeit der Cañonbildung	300,
Vergletscherung	50.

Setzt man nun 1 = 1000 Jahren, so ergibt sich daraus ein Zeitraum von 2 751 000 Jahren für das Quartär.

Der äußerst instruktive Bilderschmuck der Abhandlung verdient besonders hervorgehoben zu werden.

[Obwohl es unbescheiden erscheinen muß, aus der Ferne ein Urteil abzugeben, so möchte ich doch nicht unerwähnt lassen, daß mir die kern-

buts, wenigstens, was ihre jetzige Form anlangt, Produkte glazialer Wirkungen zu sein scheinen. Die gerundeten Formen und die Ähnlichkeit mit der Crestalta bei St. Moritz veranlassen mich zu dieser Auffassung. Es ist doch auch merkwürdig, daß der Gletscher sich im Stadium seines weitesten Vordringens in einen kerncol hineinschiebt. Zweifellos hat er diesen vertieft und ebenso kann er sich früher außer durch das Tal auch über die noch weiter südlich gelegenen kerncols und kernbuts geschoben haben. Die äußerste Endmoräne bezeichnet ja nicht notwendig die äußerste Grenze der Eisausdehnung. Wenn LAWSON oberhalb der vorletzten Endmoräne auf viele Meilen keine Moränen gefunden hat, so wird durch das Fehlen derselben südlich der letzten Endmoräne nicht bewiesen, daß der Kerngletscher nicht noch weiter vorgestoßen ist und den kernbuts und kerncols ihre heutige Gestalt gegeben hat. Ref.]

Otto Wilckens.

E. Haycock: The geological history of the Gaspereau Valley, Nova Scotia. (Proc. and Trans. Nova Scotian Inst. Science (Halifax). 10. 361—375. 1 Taf.)

Im Gebiete von Wolfville und dem Gaspereau Valley auf Neuschottland sind die jüngsten Sedimente triadische Kalksandsteine, unter denen diskordant karbonische Sandsteine und Schiefer mit Pflanzenresten und silurische Schichten mit *Dictyonema* liegen. Im Gaspereau Valley läuft eine Verwerfung, die schon in vorkarbonischer Zeit entstanden sein muß; denn der weiße Quarz, der sich in den mit der Verwerfung zusammenhängenden Spalten findet, hat schon Material für die karbonischen Sandsteine geliefert. [Nach dem Profil ist dies hohe Alter der Verwerfung wenig wahrscheinlich. Ref.]

Otto Wilckens.

Edward M. Kindle: The Niagara Domes of Northern Indiana. (Amer. Journ. of Science. (4.) 15. (1903.) 459—468. 4 Fig.)

Die meisten Formationen liegen in Indiana horizontal. Davon machen die Niagara beds des nördlichen Indiana eine Ausnahme. Die Erscheinung ist von verschiedenen Seiten als Kreuzschichtung, Übergußschichtung oder Schieferung zu deuten versucht. All dies liegt aber nicht vor. Die Niagara-Dolomite bilden vielmehr ein breites Gewölbe mit nordwestlichem Streichen, das eine Fortsetzung der Geantiklinale von Cincinnati darstellt. Außer diesem Gewölbe kommen noch mehrere Dome vor, von denen die Schichten nach allen Seiten abfallen. Die Entstehung derselben denkt Verf. sich nach Art derjenigen der „mud-lumps“ an der Mississippi-Mündung am Ende der Niagara-Epoche erfolgt. Wahrscheinlich haben diese Dome z. T., und zwar noch längere Zeit während des Devons, als Inseln über den Meeresspiegel emporgeragt.

Otto Wilckens.

J. S. Diller: Klamath Mountain Section, California. (Amer. Journ. of Science. (4.) 15. (1903.) 342—362.)

In den Bergen, welche vom Klamath River und seinen Nebenflüssen entwässert werden (nördliches Kalifornien), sind fossilere graue Sericitglimmerschiefer die ältesten Gesteine in der sedimentären Schichtenfolge. Darüber liegen Konglomerate, Schiefer und Kalksteine devonischen Alters; nach SCHUCHERT handelt es sich um Mitteldevon von eurasiatischem Faunencharaktêr. Das Karbon ist durch Schiefer, Sande und Kalksteine vertreten. Seine Fauna ist z. T. recht schlecht erhalten und das Alter der „Bragdon-Formation“, die an der Basis des Komplexes zu liegen scheint, muß zweifelhaft bleiben. Andere Horizonte entsprechen den „Baird shales“ SMITH's. Die triadischen Sedimente haben, wohl besonders infolge der Denudation während der Kreide- und Tertiärzeit, nur geringe Ausdehnung. Es sind Schiefer, Tuffe, Konglomerate und Kalksteine. *Monotis subcircularis* liegt in den obersten Schiefen. Die jurassischen Ablagerungen besitzen einen ähnlichen lithologischen Charakter. Die Fossilien gleichen denen der Gegend von Taylorville. Die Kreide hat transgressive Lagerung. Vertreten sind Knoxville-, Horsetown- und Chico-Schichten. Marines Eozän kommt nur im Norden der Klamath-Berge vor. In den übrigen Teilen finden sich sowohl eozäne als auch miozäne Süßwasserbildungen, die namentlich Pflanzenreste geliefert haben. Pliozän sind andesitische oder dacitische Tuffe im Hay Fork Valley, die wahrscheinlich vom Lassen Peak stammen. Endlich sind noch glaziale und fluviatile Bildungen des Pleistozäns zu erwähnen.

Die paläozoischen Sedimente bilden zwei nordwestlich streichende Zonen im Südwesten und Nordosten des Gebietes. Dazwischen liegen Eruptivgesteine, auf die in der vorliegenden Arbeit nicht eingegangen wird. Nur in der nordöstlichen Zone liegen über den älteren Schichten noch Jura, Trias, Kreide. In beiden Zonen liegen die ältesten Schichten im Südwesten. Kreide umgibt rings herum die Klamath-Berge und kommt auch innerhalb derselben in einzelnen Becken vor, die dann meist auch noch die tertiären Bildungen enthalten.

Von der aus mesozoischen Sedimenten aufgebauten kalifornischen Coast Range sind die Klamath-Berge durch einen großen Bruch getrennt.

Otto Wilckens.

H. W. Hobbs: The geological structure of the southwestern New England region. (Amer. Journ. of Science. 15. (1903.) 437—446.)

Das südwestliche Neu-England hat zu so vielen Diskussionen über die dort vorhandenen stratigraphischen und tektonischen Probleme Anlaß gegeben, daß es wohl „das Schlachtfeld der amerikanischen Geologie“ genannt ist. HITCHCOCK, EMMONS, PERCIVAL, DANA, PUMPELLY haben auf ihm gestritten. Die wichtigste Frage, bei der es sich gelegentlich der Aufnahme dieses Gebietes durch die U. S. Geological Survey handelte, war

die, ob Verwerfungen in ihm auftreten. Die Gegenden, wo das Newark-System [Trias. Ref.] vorhanden ist, zeigen Verwerfungen. Es wurde nun untersucht, ob dieselben nicht über dieselben hinaus in die Gebiete kristalliner Gesteine reichen. Verf. hat dem Problem, wie in Gebieten kristalliner Gesteine Verwerfungen nachgewiesen werden können, besondere Aufmerksamkeit zugewendet (vergl. dies. Jahrb. 1904. II. -405-) und mit Hilfe seiner Methoden gefunden, daß das südwestliche Neu-England von einer großen Menge post-newarkischer Verwerfungen durchsetzt wird, welche die älteren Falten durchschneiden. Otto Wilckens.

Stratigraphie.

Silurische Formation.

Upfield Green: On the discovery of silurian fossils of Ludlow age in Cornwall. (Geol. Mag. 5. (1.) 481. July 1904. 289.)

Verf. fand Orthoceren in schwarzen Schiefen mit Kalklinsen, die eine Vergleichung mit Obersilurarten ermöglichten. Der Fund ist besonders wegen der Stellung der darüber folgenden konglomeratischen Schichten von Interesse. Drevermann.

Devonische Formation.

C. Malaise: Decouverte d'une porphyroïde fossilifère à Grand Menil. (Annales de la soc. géol. de Belgique. 29. S. B. 145.)

Bei Grand Menil wurde ein Porphyroidschiefer aufgeschlossen, der nach Norden hin von blauschwarzen, derben, quarzigen Schiefen begrenzt wird. Das Gestein besteht aus gerollten Quarzkörnern und zersetzten Feldspaten, die teils in ein Glimmermineral; teils in eine phyllitische Masse umgewandelt sind.

Von den Fossilien waren spezifisch bestimmbar: *Sphaerexochus mirus* BEYR., *Cheirurus insignis* BEYR., *Phacops Stockesi* M. E., *Iliaenus parvulus* HOLM, *Euomphalus trochostylus*, *Orthis lata* Sow. und *Ptilodictya scapellum* LONSD., neben vielen spezifisch nicht bestimmten Formen. Die Fauna wird zum Llandoverly gerechnet. Holzapfel.

D. Sobolew: Devonische Ablagerungen des Profils Grzegorzewice—Skaly—Wlochi. (Mitt. d. Warschauer polytechn. Inst. Warschau 1904. Mit 1 geol. Kärtchen und Profil und 9 photogr. Versteinerungstafeln. Russisch.)

Die Arbeit enthält eine neue, eingehende Beschreibung des bekannten, schon vor langer Zeit durch ZEUSCHNER und später durch GÜRICH untersuchten Profils durch die devonischen Schichten der Gegend von Skaly im polnischen Mittelgebirge. Die Entblößungen finden sich auf eine Länge

von 2800 m an den Steilwänden eines tief eingeschnittenen Fließchens. Die ungefähr NNW. streichenden und unter ziemlich großem Winkel N.-fallenden Schichten bilden eine im ganzen einfach gebaute monoklinale Schichtenfolge, die indes von einigen größeren Verwerfungen durchsetzt wird.

Nach dem Verf. gliedert sie sich folgendermaßen:

Unteres Oberdevon	{ Korallenkalk von Wlochi mit <i>Actinostroma</i> , <i>Stromatopora</i> , <i>Phillipsastraea Hennahi</i> , <i>Atrypa reticularis</i> und <i>desquamata</i> etc.		
Stringocephalen- schichten		{ Dolomit mit <i>Amphipora</i> . Stringocephalenkalk mit <i>Stringocephalus Burtini</i> . Versteinerungsloser Dolomit.	
Crinoiden- schichten	{ Crinoidenkalk mit <i>Rhynchonella coronata</i> , <i>Nucleospira lens</i> , <i>Spirifer Davidsoni</i> , <i>Microcyclus eifeliensis</i> und andere Charakterformen der Eifeler Crinoidenschichten.		
Calceola- Schichten		{ Korallenmergel. Schiefertone. Mergelschiefer.	{ <i>Favosites</i> , <i>Alveolites</i> , <i>Cyathophyllum</i> , <i>Calceola sandalina</i> , <i>Spirifer elegans</i> , <i>Retic. curvata</i> , <i>Athyris concentrica</i> , <i>Bifida lepida</i> , <i>Pentamerus plicatus</i> , <i>Productus subaculeatus</i> etc.
	{ Kalk mit <i>Chonetes sarcinulata</i> und <i>Spirifer dombroviensis</i> GÜR. (= <i>Sp. Puschi</i> n. n.). Mergelschiefer mit <i>Rhynchonella Orbignyana</i> und <i>Favosites gotlandica</i> .		

Unterdevon: Versteinerungsfreie Sandsteine.

Der umfangreiche paläontologische Teil der Arbeit bringt eine mehr oder minder ausführliche Beschreibung der reichen, im Warschauer Polytechnikum aufbewahrten Fossilien von den genannten Fundorten. Viele von den behandelten Arten sind auf nur z. T. gelungenen photographischen Tafeln abgebildet. Besonders zahlreich (48 Spezies) sind die Korallen und Brachiopoden (71) vertreten; außerdem nur noch wenige Trilobiten (*Phacops latifrons* und cf. *fecundus*, *Dechenella*), Schnecken, Bryozoen u. a. Auch ein paar neue Spezies von Korallen und Brachiopoden hat Verf. aufgestellt.

Eine die vertikale Verbreitung der bis jetzt bekannten 133 Formen angezeigende Liste bildet den Schluß der dankenswerten Schrift, welche uns die außerordentlich nahe Übereinstimmung des polnischen Devons mit demjenigen der Eifel aufs neue schlagend vor Augen führt.

Kayser.

Upfield Green: Note on the correlation of some cornish beds with the Gedinnian of continental Europe. (Geol. Mag. 5. (1.) 482. August 1904. 403.)

Konglomerate im Hangenden des Obersilur werden als Basalschicht des Gedinnien gedeutet. Darüber folgen schieferig sandige Schichten, lokal

mit zahlreichen Pteraspidenresten [? entsprechend den Schichten mit *Rensselaeria crassicosta* Кочн. Ref.] und der [wohl noch jüngeren? Ref.] Fauna von Looe, von wo Verf. einige neue Formen (*Kochia capuliformis* etc.) nennt, welche dazu beitragen, der Vergleichen dieser Fauna mit derjenigen der Siegener Schichten noch mehr Berechtigung zu verleihen.

Drevermann.

Triasformation.

A. Martelli: Il livello di Wengen nel Montenegro meridionale. (Boll. Soc. geol. Ital. 23. 1904. 323—360. Mit 1 Taf.)

Tonige, sandige und mergelige Bildungen im Zermnica-Tale (südliches Montenegro) sind bisher als Werfener Schichten angesprochen worden. Dies ist nur für einen Teil dieser Ablagerungen, der unter dem cephalopodenführenden Muschelkalk der *Trinodosus*-Zone (Boljevici) liegt, richtig. Ein anderer Teil derselben ist jünger. Er wird nach oben abgeschlossen durch graue, weiße und rote Kalke, die eine Cephalopodenfauna der Zone des *Protrachyceras Archelaus* geliefert haben (vergl. VINASSA DE REGNY, Osservazioni geologiche sul Montenegro orientale e meridionale. Boll. Soc. geol. Ital. 21. 1902). Diese Schichten glaubt Verf. auf Grund der von ihm bei Bucieri und Skala Vucetina gesammelten Fossilien gleichfalls in das Wengener Niveau stellen zu sollen.

Im Zermnica-Tal ist nachstehende Schichtfolge entwickelt:

5. Konglomerate, graue, weiße und rote Kalke mit der von VINASSA DE REGNY beschriebenen Wengener Cephalopodenfauna.
4. Kalkige Sandsteine mit Kohlenspiuren und *Spiriferina fragilis*.
3. Mergel und Mergelkalke mit Hornsteinknollen und der (in der hier referierten Arbeit beschriebenen) Fauna von Bucieri alto.
2. Tuffsandsteine und Mergel mit Einschaltungen von Eruptivgesteinen (Diorit, Andesit).
1. Mergel mit *Sp. fragilis*, fossilführend bei Bucieri basso.

Bei Skala Vucetina liegen die Kalke No. 5 nicht auf Sandsteinen, sondern auf bunten Mergeln mit *Sp. Mentzelii* und *Balatonites prezzanus* Mojs., die von MARTELLI ebenfalls den Wengener Schichten zugezählt werden.

Die Faunen von Bucieri alto und Bucieri basso haben im ganzen 30 Arten geliefert. Als neu beschrieben werden die folgenden: *Spirigera montenegrina*, *Rhynchonella zermnitiensis*, *Pecten Berciglii*, *Nucula Ristorii*, *Dentalium multiclathratum*, *Loxonema triadica*, *Microschiza litoranea*, *Protrachyceras orientale*. 17 Arten konnten mit bereits bekannten alpinen Formen identifiziert werden. Diese erscheinen dem Verf. als beweisend für eine Parallelisierung mit den Wengener Schichten der ladinischen Stufe.

[Ref. kann sich weder mit den Bestimmungen, noch mit den daraus gezogenen Schlußfolgerungen durchaus einverstanden erklären. Die Schichten von Skala Vucetina mit *Balatonites (Judicariites) prezzanus* und *Spiriferina Mentzelii* können nach diesen Fossilien unmöglich den Wengener

Schichten gleichgestellt werden. *Sp. Mentzelii* geht wohl in die ladinische Stufe hinauf, besitzt jedoch ihr Hauptlager im alpinen Muschelkalk im engeren Sinne (*Binodosus*- und *Trinodosus*-Zone). Die Gattung *Judicariites* (*Balatonites arietiformes*) ist bisher noch niemals in höherem Niveau als der *Trinodosus*-Zone angetroffen worden. *Judicariites prezzanus* stammt aus dem Prezzokalk Judicariens, einem unzweifelhaften Äquivalent der *Trinodosus*-Zone, bzw. der Schreyeralmschichten des alpinen Muschelkalkes und es ist unverständlich, welche Literaturangabe MARTELLI zu dem ganz irrigen Ausspruch: „che nelle Alpi lombarde sincronizza gli strati di Wengen della Carinzia e del Tirolo meridionale“ (p. 328) verführt haben mag.

In der Beschreibung der Fauna von Bucieri ist insbesondere die Bestimmung des einzigen Ammoniten als *Protrachyceras orientale* n. sp. zu beanstanden. Die Abbildung (Taf. XI Fig. 36—38) zeigt, daß es sich hier um eine ganz andere Gattung handelt. Verf. vergleicht zwar die vorliegende Art mit *P. armatum* MÜNST., aber in Wirklichkeiten bestehen zwischen beiden gar keine näheren Beziehungen, ganz abgesehen davon, daß *Trachyceras armatum* gar nicht zu *Protrachyceras*, sondern zu *Anolcites* gehört. Es fehlen nämlich der montenegrinischen Art gerade die für Trachyceraten am meisten bezeichnenden Skulpturelemente, Extern-dornen, die eine in den Externteil eingesenkte Furche begleiten. Sie weist dagegen eine flache, breite, glatte Externseite auf, an der die Lateralrippen mit Marginalknoten auslaufen. Diese Skulpturverhältnisse, zusammen mit dem sehr weiten Nabel — die Umgänge umfassen einander nur sehr wenig — und der ceratitischen Lobenlinie mit ganzrandigen Sätteln, wie sie bei *Trachyceras* nur ganz ausnahmsweise sich finden, erinnern lebhaft an jene eigentümliche Gruppe von Ceratiten aus dem Muschelkalk von Großreifling, die G. v. ARTHABER als *Reiflingites* beschrieben hat. *Reiflingites torosus* ARTHABER (Beiträge zur Paläontologie Österr.-Ungarns etc. 10. 1895. p. 76. Taf. VII Fig. 4), *R. Eugeniae* und *R. rota* stehen der von MARTELLI entdeckten Form jedenfalls unvergleichlich näher als *Trachyceras*. Wahrscheinlich hat man es auch hier mit einem Vertreter des Subgenus *Reiflingites* zu tun.

Das Vorkommen von *Reiflingites* würde eher für die Gleichstellung des Ton- und Mergelcomplexes im Zermnica-Tale mit alpinem Muschelkalk in engerem Sinne als mit der ladinischen Stufe sprechen. Sichere paläontologische Beweise für Wengener Schichten sind, strenge genommen, nicht vorhanden. Die Brachiopoden sind fast ausnahmslos für den ganzen Muschelkalk charakteristisch. Die mit Arten aus den hellen Kalken von Pastrovicchio identischen Typen (*Spiriferina solitaria* BRITN., *Rhynchonella illyrica* BRITN.) können nicht als beweisend für ein ladinisches Alter gelten, weil die genaue Fixierung des Alters der hellen Kalke von Pastrovicchio im Liegenden der Dzurmani-Schichten noch aussteht. *Spiriferina solitaria* kommt übrigens auch in den Trebevičkalken der *trinodosus*-Zone vor. Ob den spärlichen Gastropoden, die mit solchen des Marmolatakalkes identifiziert wurden, ein größeres Gewicht als dem Vorkommen von *Reiflingites* bei-

gemessen werden kann, mag dahingestellt bleiben. Die Bivalven von angeblich Cassianer Typus (*Hoernesia Joannis Austriae*, *Myophoria harpa*, *Myophoriopsis* cf. *carinata*, *Pachycardia* cf. *Zitteli*) scheinen so fragmentarisch erhalten zu sein, daß auf ihre Abbildung verzichtet wurde. Man könnte also immerhin annehmen, daß die Tone und Mergel des Zernnicatales Grenzbildungen der anisichen und ladinischen Stufe darstellen, vielleicht den Buchensteiner Schichten im Alter gleichstehen, die Äquivalente der Wengener Schichten jedoch noch höher — vielleicht erst in den Cephalopodenkalken VINASSA DE REGNY'S — zu suchen sind. Keinesfalls ist von MARTELLI ein paläontologischer Beweis für die Gleichstellung der von ihm in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Fauna mit einer solchen der Wengener Schichten erbracht worden.]

C. Diener.

Joh. Böhm: Über die obertriadische Fauna der Bäreninsel. (K. Svenska Vetenskaps-Akad. Handling. 37. No. 3. Stockholm 1903. 4^o. 76. 4 Textfig. 7 Taf.)

Auf seiner arktischen Expedition 1898 landete A. G. NATHORST¹ an der Bäreninsel und entdeckte auf der Urdsuppe des Mount Misery ein reiches Fossilager, dessen Alter von DAMES als obertriadisch erkannt wurde; eine umfassende Aufsammlung führte 1899 J. G. ANDERSSON² durch. Das gesamte Material wurde von J. BÖHM³ monographisch bearbeitet.

Die stratigraphischen Verhältnisse sind folgende:

Auf einer flach NO. fallenden Unterlage (300 m) von oberkarbonem Spiriferenkalk erhebt sich bis zur Höhe von 539 m der Urdsberg; das Karbon wird konkordant überlagert von:

Tonschiefer (Maximum 184 m)	{ Schiefer mit braunen Kalksteinknollen und gelbe, plattige Sandsteine mit schlecht erhaltenen Pflanzen (bis 140 m mächtig). Dunkle Tonschiefer mit Toneisensteinlinsen und dem unteren Fossilager (bis 44 m mächtig).
Myophorien- sandsteine (20 m)	
	{ Graue, plattige, z. T. eisenhaltige Sandsteine mit dem oberen, reichen Fossilager.

Die Myophoriensandsteine haben die meisten Fossilien geliefert und nur zum geringen Teil die oberen Lagen der Tonschiefer.

Sehen wir von den, der Art nach unbestimmbaren Formen ab, so besteht die gesamte Fauna aus 76 Arten, von denen sich 11 nur annähernd fixieren ließen (ex aff.); 58 Arten sind vollkommen neu und nur 5 konnten mit schon bekannten Spezies identifiziert werden, während 2 als Varietäten schon bekannter Arten beschrieben wurden.

¹ A. G. NATHORST, Några upplysningar till den nya Karbon öfver Beeren Eiland. Ymer 1899. p. 179—185.

² J. G. ANDERSSON, Ueber die Stratigraphie und Tektonik der Bäreninsel. Bull. geol. Inst. Upsala. 4. Part 2. p. 265—267. (1899.) 1900.

³ Vergl. J. BÖHM, Ueber triadische Fossilien von der Bäreninsel. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1899. p. 325 ff.

Die Bivalven ragen an Arten- und Individuenzahl hervor; Brachiopoden, Gastropoden und Cephalopoden sind ungefähr gleich stark vertreten, und diese Vergesellschaftung weist auf eine Seichtwasserbildung hin, die auch durch das Auftreten von Pflanzenspreu angedeutet erschien.

Beide Fossilager, das tiefere und das höhere, sind durch wenige, dafür aber charakteristische und häufige Formen verbunden:

Sisenna Conventzi J. BÖHM,

Trachyceras (Dawsonites) canadense WHITEAVES,

Arcestes (Nathorstites) lenticularis WHITEAVES,

so daß die Ansicht des Verf.'s wohl begründet erscheint, daß die Altersdifferenz zwischen beiden Horizonten keine große sei.

Die häufigsten Formen des (höheren) Myophoriensandsteins sind:

Terebratula teres J. BÖHM

Spirifer Lindströmi J. BÖHM

Myophoria Nathorsti J. BÖHM

„ *Tennei* J. BÖHM

Pleurophorus Anderssoni J. BÖHM

Daonella Lovéni J. BÖHM

Gryphaea Skuld J. BÖHM

„ *Keilhau* J. BÖHM

Sisenna Conventzi J. BÖHM

Trachyceras (Dawsonites) canadense WHITEAVES

Arcestes (Nathorstites) lenticularis WHITEAVES

„ „ *Lindströmi* J. BÖHM.

Vergleichend stratigraphisch läßt sich mit dieser Überfülle neuer Formen nicht viel anfangen. Greifen wir hingegen auf die schon bekannten Arten zurück, dann weisen uns

Dawsonites canadensis WHITEAVES sp.

Nathorstites lenticularis WHITEAVES sp.

auf das columbische Triasgebiet,

Lima spitzbergensis LUNDGREN

Pecten Oebergi LUNDGREN

Lingula polaris LUNDGREN

auf die Triasausbildung Spitzbergens als Vergleichsgebiete hin.

In der Spitzbergenschen Trias, deren Kenntnis wir NATHORST LUNDGREN, LINDSTRÖM und ÖBERG verdanken, finden wir die tieferen Glieder am Isfjord, die höheren auf dem Tschermakberg aufgeschlossen. Von unten nach oben folgen konkordant über sogen. Permkarbon:

1. Schwarze, schieferige Kalke (Posidonomyenkalk) { *Posidonomya Mimer* ÖBERG,
Ceratites polaris LINDSTR.
2. Diabaslager.
3. Schwarze, kalkige Schiefer mit Kalkknollen (Daonellenkalk) { *Daonella Lindströmi* ÖBERG,
Ptychiten, Ceratiten.
4. Braune Kalke und schwarze Mergelschiefer { *Halobia Zitteli* LINDSTR.

Über diesen schwarzen Schiefen als Basis folgen am Tschermakberg:

5. Rötliche Sandsteine mit fossilführenden Kalkbänken
- | | | |
|--|---|---|
| { a) tieferes Fossilager
{ b) höheres „ | } | <i>Pecten Oebergi</i> LUNDGR.
<i>Lima spitzbergensis</i> LUNDGR.
<i>Lingula polaris</i> LUNDGR. |
| | | <i>Spirifer Lundgreni</i> J. BÖHM
<i>Pseudom. spitzbergensis</i> J. BÖHM
<i>Halobia cf. Neumayri</i> BITTN. |
6. Graue, schieferige, fossilere Sandsteine.

Aus dem Vergleich beider Profile vom Mount Misery (Urdsberg) der Bäreninsel und Isfjord + Tschermakberg von Spitzbergen ergibt sich nun:

1. daß die Myophoriensandsteine der Bäreninsel und die tieferen Sandsteine des Tschermakberges mit dem „unteren Fossilager“ — altersgleich sind;
2. daß das Niveau der höheren Sandsteine des Tschermakberges mit dem „oberen Fossilager“ — der Bäreninsel fehlt;
3. daß der obere Horizont der schwarzen Tonschiefer von der Bäreninsel mit *Dawsonites canadensis* und *Nathorstites lenticularis* ungefähr gleichalterig sein dürften mit den basalen schwarzen Mergelschiefen des Tschermakberges mit *Halobia Zitteli*;
4. daß eine im Umfange nicht genau zu umgrenzende Lücke in der Schichtfolge der Bäreninsel anzunehmen ist, der im Profil des Isfjord das sogen. Permokarbon, der Posidonomyenkalk, das Diabaslager und der Daonellenkalk (ganz oder z. T.?) entsprechen.

Die Vergesellschaftung reich skulpturierter Trachyceraten (Dawsoniten) und Arcesten (Nathorstiten) von so hoch entwickeltem Lobentypus sind zumindest beweisend für die karnische Stufe oder für einen jüngeren Horizont, also für obere Trias, eine Annahme, die noch durch das Auftreten von *Clionites* und (?) *Diplosirenites*, sowie von kleinen Megalodonten (*M. Poolei* J. BÖHM, *M. rotundatus* J. BÖHM) gestützt wird.

Eine genauere stratigraphische Fixierung des Lagers von *Dawsonites canadensis* und *Nathorstites lenticularis* läßt sich bis heute auch nicht aus der columbischen Trias schöpfen.

Dort folgt diskordant auf Karbon die, im Durchschnitt 4000 m mächtige Nicola-Formation (DAWSON), vorwiegend aus vulkanischen Gesteinen bestehend, denen fossilarme Kalk- und Schieferlagen eingeschaltet sind. Dieser Triastypus ist längs der pazifischen Ostküste weit verbreitet und reicht von Alaska bis ins columbische Interior-Plateau.

Ob eine so enge Verbindung zwischen dem columbischen und dem Nevada—kalifornischen Triasgebiet existiert, wie E. v. MOJSEVICS angenommen hatte, ist in neuerer Zeit von J. PERRIN SMITH in Frage gestellt worden. Die Fauna des ersteren Gebietes hat einen einförmigen borealen Habitus, während die kalifornische Trias sehr reich ist und sich eher dem mediterranen Faunen-Charakter nähert. Zwischen beiden Gebieten greift aber von Osten her, weit bis in die Kordilleren hinein, die kontinentale Sandsteinfazies der nordamerikanischen Ostküste.

Die columbische Trias stellt also den südlichsten Teil jener arktisch-pazifischen Triasprovinz dar, die den canadischen Schild im Norden um-

kreist, von der Spuren in Form von daonellenführenden Tonschiefern kürzlich durch die SVERDRUP'sche Expedition auf Grönland (Heureka-Sund) gefunden worden sind und die wir fossilreich sowohl auf den Inseln des nördlichen europäischen Eismeer es wie an der sibirischen Küste finden.

v. Arthaber.

Kreideformation.

Ph. Počta, A. Slavik und J. N. Woldřich: Exkursion in die Kreide Böhmens. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 1. 6 p. 1 Taf.)

Mit der cenomanen Transgression ist das Kreidemeer in jene Gegenden eingedrungen, welche GÜMBEL als herzynische Kreide-Provinz bezeichnete. Für Böhmen werden die Kreideablagerungen folgendermaßen eingeteilt: Zu unterst liegen die Perutzer Schichten, die als Süßwasserbildungen betrachtet werden, darüber in innigem Verbande finden sich die marinen Korytzaner Schichten. Beide gehören dem Cenoman an, und sie werden zusammen auch als Unterquader bezeichnet. Das Turon beginnt mit den Weißenberger Schichten mit *Inoceramus labiatus*, die mit den darüber folgenden Malnitzer Schichten als Unterpläner zusammengefaßt werden. Die Iser und Teplitzer Schichten, mit welchen das Turon schließt, dürften nur faziell verschieden sein; sie bilden den Mittelpläner und Mittelquader. Mit den Bakulitenmergeln oder Priesener Schichten, auch Oberpläner, ist das Untersenon erreicht, während der Großskal er (Chlomeker) Sandstein oder Oberquader, in den die pittoresken Formen der sächsischen Schweiz eingerissen sind, bereits den Abschluß der herzynischen Kreideserie bedeutet.

Im Anschluß an diese stratigraphische Gliederung wird die Umgebung von Turnau geologisch geschildert. Nördlich dieser Stadt verläuft von NW. gegen SO. in sanftem Bogen eine Zone von Porphy r, Melaphyr und Basalt, dann folgt gegen Norden zonenweise Phyllit, Granit und Granitit. An der Südseite des Melaphyrbandes legt sich aber zunächst eine Zone cenomaner Kreidesedimente an, der dann mit unregelmäßigem Umriß die übrigen Pläner- und Quaderschichten folgen und die Stadt Turnau umschließen.

L. Waagen.

Tertiärformation.

R. Hörnes: Exkursion nach Voitsberg. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 5. 4 p.)

Im Zangtale bei Voitsberg wird die Kohle in einem großen Tagbau gewonnen, da die darüberliegenden Sande und Tegel nur geringe Mächtigkeit besitzen. Wie die Säugetierfauna erweist, gehören die Flöze der ersten Mediterranstufe an und sind gleichalterig mit den Schichten von Eibiswald-Wies und jenen von Pitten. Man sieht nicht selten aufrechtstehende Baumstämme, die dort, wo sie in den Tegel ragen, verkieselt

sind und wahrscheinlich alle einer einzigen Koniferenart angehören. Trotz der aufrechten Stellung sind diese Stämme jedoch nicht hier gewachsen, sondern es handelt sich um Treibholz, und wahrscheinlich ist das ganze Flöz aus einer zusammengeschwemmten Holzmasse entstanden.

L. Waagen.

R. Hörnes und A. Holler: Exkursion nach Oisnitz. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 5. 3 p.)

In der Grazer Bucht kennt man an zahlreichen Stellen Schichten der zweiten Mediterranstufe oder des Vindobonien mit ebenso reichlichen als wohl erhaltenen Fossilien. Besonders beachtenswert sind diesbezüglich die Faunen, welche der unteren Abteilung des Vindobonien, dem Grunder Horizont, angehören. Als lohnende Fundorte derselben sind die Sande von Gamlitz, sowie die Tegel von St. Florian schon länger bekannt, während in neuerer Zeit auch die Schichten von Wetzelsdorf und Oisnitz ausgebeutet werden.

L. Waagen.

F. Kerner: Exkursionen in Norddalmatien. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 13. 19 p. 9 Fig.)

Das Gebiet von Spalato besteht aus Mittel- und Obereozän, das eine örtlich verschiedene Schichtfolge zeigt, was wahrscheinlich auf fazielle Unterschiede zurückgeführt werden muß. Die Rudistenkalke sind auf das Eocän überschoben. In gleicher Weise sieht man auch am Wege von Traù zum Felskopf Baradić eine solche Kreideüberschiebung, wobei der ausgewalzte Mittelflügel nur mehr in Resten aufgefunden wird. Einen instruktiven Einblick in den Faltenbau Norddalmatiens bietet die Flußfahrt von Sebenico zu den Kerka-Fällen bei Scardona, bei welcher Gelegenheit man auch den Lago Prokljan passiert, der über dem abgesunkenen Nordostflügel einer Falte gelegen ist. Die Exkursion von Sebenico nach San Pietro läßt die für Norddalmatien typische Entwicklung oberer Cosina-Schichten beobachten. Außerdem finden wir in dem Artikel noch einen geologischen Abriß der Umgebung der Städte Traù und Sebenico.

L. Waagen.

Th. Fuchs und F. Schaffer: Exkursion in die Ziegeleien der Wienerberger Ziegelfabrik und Baugesellschaft bei Inzersdorf am Wiener Berg. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 4 p.)

Die Congerenschichten sind das jüngste marine Glied des inneralpinen Wiener Beckens. Es sind dies Sande und Tegel, die in den Ziegeleien bei Inzersdorf am Wiener Berge abgegraben werden. Darüber lagern die rostroten Belvedere-Schotter, die in neuerer Zeit SCHAFFER in die „Arsenal-schotter“ und „Laaerbergschotter“ zu zerlegen versucht. Die Congerenschichten nehmen den Raum zwischen dem Wiener Wald und dem Leitha-

Gebirge ein, und an ihrem Rande kommt deren Unterlage: sarmatische Sande und Kalke der zweiten Mediterranstufe (Leithakalk) hervor. Diese Anordnung der Schichten ist aber eine sekundäre, durch Senkung entstandene, was durch das Vorkommen der Congerenschichten im Eichkogel erwiesen wird.

L. Waagen.

O. Abel und J. Dreger: Exkursion nach Heiligenstadt, Nußdorf und auf den Kahlenberg. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 8 p.)

Es werden hier besonders die sarmatischen Ablagerungen des inneralpinen Wiener Beckens, die sich in zwei Tegelhorizonte und einen mittleren Cerithiensand teilen lassen, etwas eingehender behandelt und sodann die Fundorte: die Ziegeleien von Nußdorf und Heiligenstadt und die Strandbildungen hinter dem Bockkeller von Nußdorf besprochen. Weiter findet sich die berühmte Lokalität „grünes Kreuz“ bei der Restauration „zur Beethoven-Aussicht“, wo die Anlagerung der mediterranen Bildungen an das von Wiener Sandstein gebildete Steilufer deutlich zu verfolgen ist, beschrieben. Daran anknüpfend wird die Einteilung des Wiener Sandsteins nach PAUL gegeben und schließlich wird der Rundblick vom Kahlenberg geologisch erläutert.

L. Waagen.

Th. Fuchs und F. Schaffer: Exkursion in die Umgebung von Atzgersdorf, Baden und Vöslau. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 9 p.)

Bei Atzgersdorf erscheinen die Ablagerungen der sarmatischen Stufe in einer Mächtigkeit von 12 m vorzüglich aufgeschlossen. Bei Baden und Vöslau dagegen können die drei Glieder der zweiten Mediterranstufe: Badener Tegel, Gainfahner Schichten und Leithakalk, sowie deren gegenseitiges Verhalten studiert werden. Zu diesem Zwecke werden die Ziegeleien von Baden, Soos und Vöslau, sowie später die Steinbrüche des Rauchstallbrunngrabens besprochen. Es ergibt sich daraus, daß im Hangenden der Tegel bei Baden Gainfahner Fauna gefunden wird, ferner, daß bei Vöslau die gleichen Tegel von Leithakalkfauna überlagert werden, während an einer anderen Stelle wieder Leithakonglomerate unter den Tegeln getroffen wurden.

L. Waagen.

Th. Fuchs und O. Abel: Exkursion nach Eggenburg. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 9 p.)

Das außeralpine Wiener Becken ist zum großen Teile erfüllt von den älteren marinen Ablagerungen des Miocäns, den Horner Schichten oder der ersten Mediterranstufe, die direkt dem kristallinischen Grundgebirge der böhmischen Masse auflagern. Zwischen diesen Schichten und jenen der zweiten Mediterranstufe im inneralpinen Wiener Becken ist eine große faunistische Verschiedenheit; man findet in den beiden Gebieten keine

identischen Arten, dagegen aber zahlreiche vikarierende Formen. Die schönste Entwicklung zeigt die erste Mediterranstufe bei Horn und bei Eggenburg. Bei letzterem Städtchen kann man folgende Schichtglieder unterscheiden:

- a) Schichten von Eggenburg;
- b) Gauderndorfer Schichten oder Tellinensande von Gauderndorf;
- c) Liegendsande;
- d) blaue Mergel.

Es sind dies durchwegs litorale Ablagerungen, die vorwiegend aus Sanden bestehen.

Im zweiten Teile wird ein geologischer Abriß der Bahnstrecke von Wien bis Eggenburg gegeben, sowie die Umgebung von Eggenburg und Gauderndorf geologisch beschrieben. L. Waagen.

L. Szajnocha: Das Pruththal zwischen Delatyn und Worochta in den ostgalizischen Karpathen. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 3. 8 p. 1 Taf.)

Wenn man von Delatyn aus das Pruththal aufwärts verfolgt, so gewahrt man zunächst Menilithschiefer, der Nummuliten, Orbitoiden und Fischreste (besonders *Amphisyle*- und *Meletta*-Schuppen) enthält und mit steilem Verfläachen unter die folgenden überschobenen Hieroglyphenschichten einfällt. Diese werden von ZUBER Ropianka-Schichten genannt und dem Neokom zugerechnet, liefern aber seltene und undeutliche Nummuliten. Darüber lagert ein massiger Sandstein, Jamna-Sandstein, der noch keine Fossilien ergab, und es folgen die Schichten von Mikuliczyn, aus welchen bisher nur zahlreiche kleine Nummuliten und *Orbitoides stellata* bekannt wurden. Von hier, d. i. von Mikuliczyn, flußaufwärts sieht man die besprochene Schichtfolge, wieder mit Menilithschiefer beginnend, mehrfach und in unregelmäßiger Weise wiederholt. Erst bei Worochta tritt ein neues Element, die Schichten von Worochta, hinzu, die weiter im Süden in die Magura-Schichten, das oberste karpathische Oligocän, überzugehen scheinen.

L. Waagen.

A. Rzehak: Exkursion nach Pausram-Auerschitz (karpathisches Alttertiär). (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 6 p.)

Die Gegend zwischen Pausram und Auerschitz ist durch die außerordentliche Mannigfaltigkeit der alttertiären Ablagerungen interessant, sowie ferner dadurch, daß die braunen und blaugrauen Mergel von Pausram eine Schlierfazies des Mittel- und Obereocäns repräsentieren. Nach den Untersuchungen RZEHAK's lassen sich in den alttertiären Sedimenten von Pausram-Auerschitz folgende Schichtglieder von unten nach oben unterscheiden:

Brauner Mergel von Pausram, Nummulitenkalkstein von Prittlach: Mitteleocän, z. T. Obereocän.

Grüner Ton mit kieselschaligen Foraminiferen und Manganseptarien (Tiefseeablagerungen), blaugraue Mergel mit Pteropoden und anderen Konchylien: Obereocän, z. T. Unteroligocän.

Menilithschiefer, kieselige und kalkige Mergel, Saugschiefer: Unteroligocän, z. T. Mitteloligocän.

„Auspitzer Mergel“ und „Steinitzer Sandstein“ nebst den untergeordneten Konglomeraten und Breccien: Mitteloligocän, z. T. Oberoligocän.

Sandsteine mit *Pectunculus latiradiatus* SANDB., blaugraue Mergel („Auspitzer Mergel“ z. T.): Oberoligocän (vielleicht z. T. aquitanische Stufe).

L. Waagen.

F. KATZER: Exkursion durch Bosnien und die Herzegowina. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 12 p.)

Die Exkursion war auf zehn Tage berechnet und hierzu ein eigener ausführlicher Führer erschienen, weshalb hier nur die allernötigsten Daten zusammengestellt erscheinen. Die Exkursion querte, teils zu Wagen, teils mit der Bahn, ganz Bosnien und die Herzegowina und wurden dabei folgende Punkte berührt. Von Brčka wurde das Tertiär des Majevica-Gebirges gegen Dönja Tuzla gequert und dort die Umgebung, wie auch jene von Dobož, besichtigt. Bei Zenica bietet sich ein schönes Profil durch die oligocän-miocänen Binnenlandgebilde. Einen Tag hielt man sich in Sarajewo und Hidže auf, der nächste galt der Besichtigung der Eisenerz-lager von Vareš. Dann ging es nach Jajce, Jezero, Bugojno, Prozor, Jablanica und Mostar und durch das Popovo polje nach Gravosa.

L. Waagen.

J. NIEDZWIEDZKI: Geologische Skizze des Salzgebirges von Wieliczka. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 1903. 3. 8 p. 1 Fig.)

Wieliczka liegt am Rande der Karpathen. Dieselben werden hier von Sandsteinen und Schiefertönen zusammengesetzt, deren Petrefakten auf das Barrémien bezw. Hauterivien hinweisen. Das subkarpathische Terrain um Wieliczka wird von Strandablagerungen obermiocänen Alters (Tortonien) erfüllt, welche am Karpathenrande stellenweise übergreifend auf dem Salzgebirge lagern. Man unterscheidet ein älteres und ein jüngeres Salzgebirge. Das ältere wird von folgenden Gesteinsarten zusammengesetzt:

Salzton,
 Salzsandstein,
 Steinsalz (a) Szybikersalz, b) Spiza-Salz, c) Grünsalz],
 Anhydrit,
 Gips.

Die mächtigste unter den Steinsalzsichten ist das Spiza-Salz, welches bis 20 m erreicht. Das Alter wird durch seltene Funde von *Caryophyllia salinaria* Rss. erwiesen, die gleichzeitig ein Beweis für den Zusammen-

hang der Wieliczka-Region mit dem offenen Meere zur Zeit der Salzablagerungen bedeutet. Außerdem findet man auch zahlreiche Kalkschälchen von Mikroorganismen, die sich auf Foraminiferen, Bryozoen, Mollusken und Crustaceen verteilen, aber meist korrodiert erscheinen. Außerdem werden auch noch in Braunkohle umgewandelt Anhäufungen von Pflanzen des bewaldeten Ufers getroffen. Alle diese Reste weisen auf untermiocänes Alter, etwa Langienstufe. Das unmittelbar Liegende wurde westlich von Wieliczka durch eine Tiefbohrung erschlossen, welche den Kalkstein des oberen Jura der Krakauer Umgebung zutage förderte.

Das junge Salzgebirge ist ein Trümmergebirge, in dem unregelmäßige „Salzkörper“ mit Massen des Haselgebirges wechseln; häufig findet man darin auch Blöcke des Karpathensandsteines, und das Ganze wird von zahlreichen Klüften durchsetzt. An Petrefakten fanden sich dort: *Pecten denudatus* Rss., *Nucula nucleus* L., *Ostrea cochlearis* POL. und eine reichhaltige Foraminiferenfauna, die auf Mittelmiozän (Helvetien) oder Obermiozän (Tortonien) hinweist.

L. Waagen.

J. Grzybowski: Geologische Skizze der Umgebung von Schodnica bei Drohobycz in den Ostkarpathen Galiziens. (Exk. in Österreich. IX. Internat. Geolog.-Kongr. 3. 6 p. 1 Taf.)

Zwischen Borysław und Schodnica verlaufen drei Faltenzüge, die von Längsbrüchen durchsetzt sind und von SO. nach NW. streichen. An ihrem Aufbaue beteiligen sich: die obere Kreide mit Inoceramenschichten und das Alttertiär mit Jamna-Sandstein, oberen Hieroglyphenschichten und Menilithschiefer (mit *Meletta*-Schuppen). Bei Borysław beginnt sodann das Miozän. Man unterscheidet drei Ölhorizonte und zwar die folgenden:

I. Inoceramenschichten (Gegend der Mraznica); Bohrlöcher 200—400 m tief, Öl grünlichbraun, spez. Gew. 0,870, geringe Quantität, aber anhaltend.

II. Obere Hieroglyphenschichten (Gegend von Schodnica und Urycz); Bohrlöcher 250—600 m tief, ergiebig, 305 ha in Abbau, 25 Unternehmungen mit 611 Bohrlöchern, Jahresproduktion 1 763 000 q Öl, spez. Gew. 0,835 (Schodnica) bis 0,850 (Urycz).

III. Miozän (Gegend von Borysław); Ozokerit und Erdöl, 210 Bohrlöcher, ca. 1000 m tief, Öl schwerflüssig mit viel Paraffin, spez. Gew. 0,856, Monatsproduktion ca. 400 000 q Öl.

L. Waagen.

H. Douvillé: Observation de M. BOUSSAC faite à Biarritz. (Bull. Soc. géol. de France. 4. IV. Séances. 784.)

Im oberen Teile des Bartonien mit *Orthophragmina* und *Nummulites contortus* hat M. BOUSSAC auch schon *N. intermedius* gefunden, der sonst erst höher mit *N. vascus* und *N. Bouillei* angeführt wurde. Es entspricht dies den aus dem Priabonien des Vincentinischen beschriebenen Vorkommnissen, die dem obersten Bartonien und dem untersten Ludien entsprechen würde.

HAUG bemerkt dazu, daß bei Priabona mehrere Arten von *Ortho-
phragmina* mit *Nummulites intermedius*, *N. Fichteli*, *N. vascus-Boucheri*
vorkommen und daß diese Schichten daher besser zum Unter-Oligocän zu
stellen wären. von Koenen.

M. Leriche: Sur l'âge des sables à Unios et Térédines
des environs d'Épernay et sur la signification du terme
Sparnacien. (Bull. Soc. géol. de France. 4. IV. Séances. 815.)

Die Wirbeltier- (inkl. Fisch-)Fauna der Sande mit Unionen und
Teredinen von Épernay war von verschiedenen Autoren mit der des London-
clay verglichen worden, und G. DOLLFUS hatte sie aus stratigraphischen
Gründen zum Yprésien gestellt. Die Sande von Lincenz enthalten nun
brackische Arten des Sparnacien und marine der Sande von Cuise, und soll
dem Einbruch des Meeres des Yprésien in die Lagunen des Sparnacien
entsprechen.

Ein Bohrloch bei Marck bei Calais hat im London-clay, dem Ton
Flanderns, *Pholadomya margaritacea* und *Nummulites planulatus-elegans*
angetroffen. von Koenen.

M. Leriche: Sur un fossile nouveau (*Tortisipho Huftieri*)
du Lutétien de l'Avesnois. (Ann. Soc. Géol. du Nord. XXXIII.
4. 296.)

Beschrieben und durch Textfigur abgebildet wird *Tortisipho Huftieri*
n. sp. verwandt mit *T. (Fusus) jucundus* DESH. von Koenen.

G. Dollfus et G. Ramond: Présentation d'une note sur la
Géologie des environs de St.-Michel-Monthléry (S. et O.). (Bull.
Soc. géol. de France. 4. IV. Séances. 722.)

Bei dem Bau der Bahn von Orléans nach Juvisy und Brétigny hat
sich gezeigt, daß die Sande von Fontainebleau direkt auf dem oberen
Sannoisien (Marne de Brie) liegen, daß das untere Stampien (Marnes à huêtres,
Étréchy, Jeurre) dazwischen fehlen. von Koenen.

A. de Grossouvre: Sur la classification du Tertiaire.
(Bull. Soc. géol. de France. 4. IV. Séances. 821.)

Betrachtungen über Irrtümer, welche bei Trennung von Stufen vor-
gekommen sind und vorkommen können. von Koenen.

A. Faas: Materialien zur Geologie der Tertiärablage-
rungen im Rayon von Kriwoi Rog. (Mém. du Com. Géol. Nouvelle
série. Livraison 10. 1904. XX und 111 p. des russ. Textes und 23 p. des
deutschen Resumé.)

Die Arbeit bezieht sich auf die Gegend, welche auf der Grenze des Gouvernements Jekaterinoslaw und Cherson liegt — unterwärts des Saksagan-Bassin und am mittleren Laufe des Ingulez. Nach einer Übersicht der Literatur über die geologischen Untersuchungen in dieser Gegend kommt eine Charakteristik des Reliefs der kristallinischen Schiefer und anderer Urgesteine als eines bedeutsamen Faktors, dessen Einwirkung sich klar in Beschaffenheit und in der Verteilung der Tertiärablagerungen in der besprochenen Gegend widerspiegelt¹.

Die letzteren sind in nachstehender Reihenfolge von unten an beschrieben. Zuerst kommen paläogene und ähnliche Ablagerungen problematischen Alters, dann unter-, mittel- und obersarmatische Schichten, mäotische und zuletzt Pliocänablagerungen, wobei zu der Charakteristik jeder besprochenen Schicht Verf. außer seinem Studium natürlicher und künstlicher Aufschlüsse die Resultate der neuen Schürfarbeiten zugrunde legt. In der Abhandlung sind zahlreiche hypsometrische Daten vorgeführt (über die absolute Lagerungshöhe der betrachteten Schichten), zu deren Bestimmung Verf. die neue topographische Karte (Maßstab 1 : 21 000), die im Jahre 1898—1899 aus Spezialmitteln des geologischen Komitees von Militärtopographen entworfen worden ist, benutzte.

Von nutzbaren Mineralien und Gesteinen sind nur die berücksichtigt worden, die den tertiären Ablagerungen subordiniert sind: Brauneisensteinblöcke, Manganeze, Braunkohle, Kalkstein, Dolomitkalk, Ton, Sand, Sandstein und Gips.

N. Sokolow.

A. Archangelsky: Paleocänablagerungen an der Wolga im Gouvernement Saratow und ihre Fauna. (Materialien zur Geologie Rußlands, herausgeg. v. d. kais. Mineral. Ges. 32. Lieferung 1. St. Petersburg 1904. 199 p. des russ. Textes und 3 p. des franz. Resumé. Mit 12 Taf.)

Dieses Werk von A. ARCHANGELSKY bietet neben der Arbeit von A. NETSCHAEW „Die Fauna der Eocänablagerungen an der Wolga unterhalb Saratow“, die im Jahre 1897 erschien, den größten literarischen Beitrag über die untertertiären Ablagerungen in den Gegenden, die abwärts der Wolga liegen.

Das I. Kapitel enthält die historische Übersicht der Exploration der Untertertiärablagerungen an der Wolga, die mit MURCHISON'S Untersuchungen anfängt.

In dem II. Kapitel finden wir geologische Beschreibungen (erklärt durch eine Tafel mit geologischen Durchschnitten) der Aufschlüsse im Norden des Gouvernements Saratow, meistens auf dem rechten Ufer der Wolga zwischen der Stadt Wolsk und dem Dorfe Baronsk.

¹ Zur Orientierung bei der Lektüre: Alle Daten des Reliefs der kristallinischen Gesteine sind schematisiert auf der beliegenden Karte im Maßstab 3 Werst auf 1 Zoll engl. (1 : 126 000).

Die Beschreibung der Fauna (III. Kapitel) nimmt den größten Teil der Arbeit ein. Es sind beschrieben und meistens dargestellt auf 11 phototypischen Tafeln 128 Arten (1 Foraminifere, 1 Koralle, im übrigen Mollusken, von denen 42 neue Arten sind: *Avicula subaizyensis*, *Cucullaea reticularis*, *C. ovata*, *Pectunculus triangulus*, *Nucula Koeneni*, *N. inflata*, *N. Krischtafowitschi*, *N. triangularis*, *Leda volgensis*, *Cardita longa*, *Lucina subincerta*, *L. Netschaewi*, *L. rara*, *L. dilatata*, *L. proava*, *Axinus volskensis*, *Cardium Netschaewi*, *C. notatum*, *Cardium (?) punctatum*, *Cytherea sublunularia*, *C. subseparata*, *C. Netschaewi*, *C. Pavlowi*, *C. inflata*, *Tellina Pavlowi*, *T. saratovensis*, *T. ovata*, *T. Murchisoni*, *Solecortus (?) Pavlowi*, *Corbula volskensis*, *C. subvolskensis*, *Turbo (?) volgensis*, *Natica gracilis*, *Cerithium Koeneni*, *Cominella ocalina*, *Pseudolwa Krischtafowitschi*, *Fusus supramoerchi*, *Pleurotoma Koeneni*, *P. Ludmilae*, *P. subcrassa*, *Actaeon difficilis*, *Nautilus Pavlowi*.

In dem IV. (Schluß-) Kapitel weist Verf. zweifellose Spuren einer Unterbrechung der Schichtenreihe zwischen Kreide und Tertiärablagerungen in dem nördlichen Teile des Gouvernements Saratow nach.

Die untersten Schichten der Tertiärablagerungen, der glaukonitführende Sandstein und glimmerreiche Kieselton vom Dorfe Bielogorodnia, werden als gleichaltrig mit dem Paleocän von Kopenhagen bezeichnet.

Die höher liegenden Schichten von Sysran werden dem Thanatien und die Schichten von Saratow dem Sparnaciën gleichgestellt.

N. Sokolow.

Quartärformation.

O. Schneider: Über den inneren Bau des Gollenberges bei Köslin. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 24. 1904. 410—419.)

Eine Bohrung in dem 137 m hohen Gollenberg in Pommern ergab:

- 0— 5,5 m Diluvium mit aufgearbeitetem Miozän,
- 46,27 „ miocäne Braunkohlenformation,
- 84,41 „ Mitteloligocän,
- 94,20 „ Unteroligocän,
- 111,6 „ Diluvium mit viel aufgearbeitetem Miocän.

Es liegt hier eine der größten, durch Eisdruck bewegten Schollen älteren Gebirges vor; die Aufpressung des Gollenberges wird dem letzten Vorstoße des zurückweichenden Eises zugeschrieben. **E. Geinitz.**

F. Schucht: Das Kehdinger Moor. Bericht. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1902. 23. 1905. 629—638. 1 Karte.)

Das Kehdinger Moor ist ein Maarschmoor, in einer Mulde geschaffen zwischen Elbe- und Oste-Mündung: bei Hochwasser tritt der Fluß über seine Ufer, es findet eine stärkere Aufschlickung des Ufergebietes als der entfernteren Teile statt und bildet sich ein flacher, aus feinsandigeren Sedimenten bestehender Uferwall, das Hochland, während das hinterliegende

tiefere „Sietland“ meist fettere Schlicktöne aufweist. Die zwischen Hochland zweier ziemlich gleichlaufender Flüsse entstehende Mulde liefert das Moor. Zunächst ein Niederungsmoor, Sumpftorf, Schilftorf, dann eine Übergangswaldtorfschicht, endlich das Hochmoor, und zwar bestehend aus älterem Moostorf, Grenztorf und jüngerem Moostorf. Die größte Mächtigkeit beträgt im nördlichen Teil 6 m, im südlichen 10 m. Künstliche Entwässerung hat das Weiterwachsen des jüngeren Moostorfs verhindert, so daß jetzt Heideflora herrscht. Hochmoorteiche (Seeblecken) sind schon vielfach verlandet.

Der Schlickuntergrund ist meist stark entkalkt, kalkhaltig ist die sogen. Wühlerde. E. Geinitz.

Thom. v. Szontagh: Geologisches Studium des Fertö-Sees. (Jahresbericht d. k. ungar. geolog. Anstalt für 1902. Budapest 1904. 206—211.)

K. Emszt: Mitteilungen aus dem chemischen Laboratorium der agrogeologischen Aufnahmabteilung der k. ungarischen geologischen Anstalt. (Ibid. 212—224.)

Die erstangeführte Abhandlung bezieht sich auf die Frage, ob der Fertö- (d. h. Neusiedler) See in Ungarn durch künstliche Austrocknung in landwirtschaftlich ertragsfähiges urbares Land umgewandelt werden könnte. Der See ist mit ca. 33,381 ha Flächeninhalt das zweitgrößte stehende Gewässer Ungarns, welches aus einem ca. 70,719 ha umfassenden Sammelgebiet gespeist wird. Er trocknet in manchem Jahre, zuletzt im Herbst 1864, vollständig aus und schrumpft jedes Jahr beträchtlich ein, wobei auch die übrigens niemals ansehnliche Tiefe ganz gering wird. Betrug doch der größte im ganzen vorigen Jahrhundert (1884) gemessene Wasserstand nur 2,77 m, und im Sommer 1902 war die größte Tiefe gar bloß 75 cm! Der Untergrund des Seebeckens wird von pontischen Schichten gebildet, die jedoch nur auf der Südseite des Beckens anstehend, sonst von 2—7 m mächtigen Alluvionen bedeckt sind. Die Möglichkeit einer völligen Trockenlegung des Sees wird von v. SZONTAGH unter Berücksichtigung der tiefen Lage, des mangelnden Gefälles und der Beschaffenheit des Seegrundes angezweifelt und der mit diesem kostspieligen Unternehmen zu erzielende Nutzen nicht hoch eingeschätzt. Die östlichen Partien der etwa zu gewinnenden Bodenfläche würden sich nämlich kaum zum Feldbau, sondern bestenfalls zu schwachem Waldbestande eignen, und der westliche Abschnitt könnte erst nach größeren Investitionen in einigen Jahren nutzbringend werden. Hingegen würde durch die Trockenlegung des Sees der wohlthätige Einfluß seiner Wasserfläche auf die lokalen klimatischen Verhältnisse vernichtet werden. Auf Grund dieser Erwägungen hält v. SZONTAGH nicht die Abzapfung, sondern eine Regulierung des Neusiedler Sees für geboten, die er sich solcherweise als möglich vorstellt, daß die westliche Seehälfte trockengelegt und alles Wasser nach Osten gedrängt werden würde, wo dann ein ständiges tieferes Wasserbecken erhalten werden

könnte, welches sich sowohl zur rentabeln Fischzucht, als zur Bewässerung des trockengelegten westlichen Teiles eignen würde.

Die zweite Abhandlung enthält nebst einer Analyse von diluvialen bohnerzführenden Ton von Szapáryfalva und von vier Lößanalysen sechs neue Analysen des an verschiedenen Stellen des Neusiedler Sees geschöpften Wassers. Auf Grund derselben wird das Seewasser zu den „sulfatischen Sauerwässern“ gezählt (worin $\frac{1}{2} \text{H}_2\text{SO}_4 > \text{Cl}$), welches nach v. SZONTAGH's Meinung zu Heilbadzwecken sehr geeignet sein könnte. Auf dem Boden des ausgetrockneten Neusiedler Sees wittert ein Salz aus, welches nach EMSZT's Analyse wesentlich aus Natriumsulfat (79,99 %) und Natriumchlorid (14,76 %) besteht.

Katzer.

G. B. Cacciamali: Sulla speleologia bresciana. (Commentari dell' Ateneo di Brescia per l'anno 1902. 183—217. Brescia 1902.)

Die Höhlenforschung hat unter Leitung des Verf.'s auch in den Brescianer Alpen begonnen, und es wird in diesem Artikel eine kurze Zusammenstellung der bisher dort bekannt gewordenen Höhlen, Spalten, Grotten etc. gegeben. Dieselben liegen teils in der Majolika, teils im Medolo, teils im Hauptdolomit und sind ausnahmslos Auslaugungserscheinungen. Die bedeutendsten sind als Gruppe der Maddalena zusammengefaßt und befinden sich zwischen 600 und 430 m ü. d. M. in den Brescianer Bergen; dazu kommen Karsterscheinungen auf den Hochflächen von Cariadeghe. Verf. macht darauf aufmerksam, daß alle solche Hohlräume nur vorübergehend bestehen; die Schwerkraft treibt sie durch Einbruch und Nachsacken gleichsam an die Oberfläche heraus.

Deecke.

C. Ochsenius: Über den Untergrund von Venedig. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 55. Briefl. Mitteil. 14—16. Berlin 1903.)

Behandelt den Wiederaufbau des Glockenturmes in Venedig, der auf einem Wasserkissen gestanden hat und durch dessen Verdrückung umgefallen ist. Es soll nun sehr schwierig sein, auf der geborstenen Decke dieses Wasserkissens die alten und die neuen Fundamente mit genügender Sicherheit festzulegen.

Deecke.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1905

Band/Volume: [1905_2](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1039-1123](#)