

# **Diverse Berichte**

## Geologie.

### Petrographie.

#### Allgemeines.

Cross, W.: LOUIS V. PIRSSON †. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 50. 173—187. 1920.)

Merrill, G. P.: J. P. IDDINGS †. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 50. 316. 1920.)

Hillebrand, W. F.: The analysis of silicate and carbonate rocks. A revised and enlarged edition of Bull. 422. (U. S. Geol. Surv. Bull. 700. 285 p. 23 Fig. 1919.)

Brandt, B.: Über den Geruch brechenden Gesteins. (Die Naturw. 34. 689. 1920.)

#### Eruptivgesteine.

J. V. Lewis: Origin of pillow Lavas. (Bull. geol. Soc. Amer. 25. 1914. 591—654. 11 Taf., 2 Textabb.)

Die ellipsoidische Struktur basaltischer Laven, die als „Kissenlava“ bezeichnet wird, darf nicht mit konzentrisch-schaliger Verwitterung verwechselt werden. Die einzelnen „Kissen“ haben gewöhnlich eine Glasrinde von tachylitischer Beschaffenheit, während die innerste Zone oft blasig ist. Die zwischen den Sphäroiden verbleibenden  $\pm$  tetraedrischen Zwischenräume bestehen aus Lavabreccie, die durch zahlreiche sekundäre Mineralien verkittet ist. Manchmal findet sich in den Zwischenräumen auch sedimentäres Material, das einem dem Lavaerguß vorausgegangenen oder auch nachfolgenden Sedimentationsvorgang entstammen kann. Die Form der Lavakissen kann stellenweis sehr flach oder auch langgestreckt werden. Auch unvollständig abgegliederte Sphäroide kommen vor, z. B. bei den modernen Laven von Hawaii und Samoa. Bei mechanischer Beanspruchung der Lavamasse zeigen sich in den Kissen gern radiale Sprünge, die jene in keilförmige Stücke zerlegen.

Verf. zählt in einer Literaturzusammenstellung zahlreiche deutsche (paläozoische), französische, italienische, großbritannische, schwedische;

isländische, ostindische und nordamerikanische Beispiele für Kissenlava auf.

Neu beschrieben werden als Fundorte für Kissenlava die First und Second Watchung Mountains, New Jersey, wo triassische Basalte anstehen, ferner West Paterson, Great Notch und Glenside Park, New Jersey, wo Trappergüsse zur Beobachtung kommen. Bei West Paterson und dem die Struktur besonders schön zeigenden Fundort Great Notch ist die Füllmasse (s. oben) zwischen den Ellipsoiden teilweise herausgewittert. Beim Bahnhof West Paterson sind die Lagerungsverhältnisse deutlich: Zu unterst blasige Lavablöcke in tonig-sandigem Sediment, darüber 20 Fuß mächtiger kompakter Trapp, dann Kissenlava. Bei First Watchung Mountain bildet roter Sandstein das Liegende der Lava. Die Sphäroide haben hier zentrale, horizontal abgeplattete Hohlräume. Bei Glenside Park liegt die Kissenlava unmittelbar an der Oberfläche des Lavastromes und wird — ohne Spuren eines Erosionsvorganges — von Tonschiefern überlagert. In dem ganzen Gebiet handelt es sich um mehrere geringmächtige Lavaströme in unmittelbarer Überlagerung, wobei aber jeder neue Erguß besondere Verhältnisse seiner Bettung vorfand, z. B. stellenweis wohl Wassertümpel.

Verf. gibt eine chronologische Übersicht über bisherige Arbeiten, die solche sphäroidale Struktur erwähnen (98 Nummern seit 1834) und eine Erklärung der Erscheinung versuchen. Es geht daraus hervor, daß in den letzten 15 Jahren die Kissenstruktur allgemein als eine Fließerscheinung gedeutet wird, ohne daß eine völlig befriedigende Erklärung erreicht wird. So findet vielfach eine Verwechslung mit der sog. Pahoehoe-Lava statt, welche dadurch entsteht, daß eine leichtflüssige Lava kurze, ruckweise Fließimpulse erhält, und daß die glatte, zähe Oberfläche des jeweils ausgebreiteten Lavabreies zeitweilig unter dem Druck des flüssigen Innern zerrissen wird, wobei wulstige, schwellenartige oder kuppige Narben entstehen. Auch die sicher ganz andersartige Bildung der Aa-Lava wurde hiermit in Zusammenhang gebracht, für welche Struktur am besten das Bild eines Sturzackers gebraucht wird.

Nach sorgfältigem Vergleich aller Vorkommnisse und Einzelercheinungen findet Verf., daß die Kissenlava eine Ergußoberfläche darstellt, unter Umständen, welche die sich abkühlende Masse verhältnismäßig lange flüssig erhielten. Der Nachfluß muß mit zahlreichen, kleinen Impulsen erfolgt sein, während welcher aus Krustenrissen ein mäßig zähflüssiges Material gleichsam in Knospenform hervorquoll. Nachdem eine Knospengeneration infolge Erstarrens der äußeren Membranen eine definitive Größe erreicht hat, entstehen neue Risse und neue Knospen. Der Unterschied gegenüber der Pahoehoe-Lava liegt darin, daß die Pulsationen ein geringeres Ausmaß besitzen und vielleicht die Temperatur des Schmelzflusses etwas niedriger ist. Bei wachsender Stromgeschwindigkeit und steigender Temperatur geht die Kissenlava allmählich in Pahoehoe-Lava über.

Der Formungsprozeß der Lavasphäroide ist also ein einmaliger, ohne daß nachträglich noch eine innere Bewegung der Masse oder eine Rollung

hinzukommt. Nur die oft stattgehabte völlige Abschnürung einer „Knospe“ mag noch nach der eigentlichen Formung möglich sein. Die Längsachse der Sphäroide zeigt die Flußrichtung des Lavaergusses an.

Die Breccie in den Zwischenräumen zwischen den Sphäroiden besteht wohl wesentlich aus abgesprengten Teilchen der Glasmembranen der Sphäroide. Manchmal mögen auch ganze Lavakissen zerreißen und Füllmasse liefern. Plötzliches Aufhören des Nachflusses und hoher Gasgehalt der Lava wird zur Erklärung hohler Lavakissen herangezogen. Die Entstehung von Kissenlava ist denkbar sowohl im Trockenen wie bei Gegenwart von Wasser. Im letzteren Fall, d. h. bei Eintritt des Lavastromes in ein Wasserbecken, kann die Kissenlava sozusagen pseudointrusiv werden, wenn nämlich der Boden des Wasserbeckens ein nachgiebiger, wasserdurchtränkter und spezifisch leichter Schlamm ist, in welchen die sphäroidische Lava einsinkt.

Wetzel.

---

Scott, A.: On primary analcite and analcization. (Trans. Geol. Soc. Glasgow. 16. 34—45. 1916.)

Hawkes, L.: On tridymite and quartz after tridymite in Icelandic rocks. (Geol. Mag. 205—209. 1 Taf. 2 Fig. 1916.)

---

### Sedimente.

T. C. Brown: Origin of oolites and the oolitic texture in rocks. (Bull. geol. Soc. Amer. 25. 1914. 745—777. 3 Taf., 2 Textabb.)

Organogene Oolithbildung (ROTHPLETZ) wird wenigstens für amerikanische Vorkommnisse abgelehnt. Die rezenten Oolithe (Oolithsand) des Großen Salzsees (Utah) und des Pyramidensees (Nevada) sind ebenso wie viele oolithische Thermalabsätze Aragonitsphärolithe. Ein Mineralkorn als Kern ist ebenso häufig wie eine konzentrische Schichtung ringsherum. Letztere tritt dadurch in Erscheinung, daß eine innere Lage größerer Aragonitfasern von einer oder mehreren feinfaserigen Lagen umgeben wird. Solcher Bau läßt sich leicht physikalisch-chemisch unter Annahme von Konzentrationsschwankungen des Seewassers erklären, dagegen schwer biologisch.

Die bekannte, zur Kalkfällung führende Umsetzung zwischen  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  und  $\text{CaSO}_4$  ist im Großen Salzsee höchstwahrscheinlich verwirklicht; denn der Jordan River, nahe dessen Mündung in den Salzsee die Oolithbildung stattfindet, führt besonders stark gipshaltiges Wasser.  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  entsteht im Salzsee wohl gelegentlich des Zersetzungsprozesses mikroskopischer Algen. Von normalem Meerwasser unterscheidet sich das Wasser des Großen Salzsees durch größeren Gehalt an Na und K und geringeren Gehalt an Ca und Mg. Das Kohlensäureradikal ist nur ausnahmsweise im Wasser nachzuweisen. Die Salinität schwankt zwischen 13,79 % und 27,72 %.

Der Pyramidensee weist viel geringere Salinität auf und enthält übrigens in seinem Wasser regelmäßig  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  gelöst. Dabei ist die Oolithbildung auf die Umgebung einer heißen Quelle beschränkt, was nicht für die biologische Hypothese von ROTHPLETZ spricht.

Die Oolithe des Obercambriums und Untersilurs von Center County, Pennsylvanien, sind als in Calcitaggregat umgewandelte ursprüngliche Aragonitsphärolithe aufzufassen. Der radiaifaserige und konzentrisch-schalige Bau blieb erhalten, allenfalls ist das Kristallaggregat gröber geworden. Die Vergesellschaftung mit zahlreichen Fossilien erlaubt es, die LINCK'sche Erklärung — Mitwirkung von  $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$  — anzunehmen. Wo Dolomitisierung hinzutrat (Beekmantown beds), ging die ursprüngliche Struktur verloren. In Fällen sekundärer Chalcedonisierung (State College) lagerte sich die Kieselsäure dem häufig vorhandenen Quarzkern der Oolithe orientiert an. Im übrigen umschließt das Chalcedonaggregat oft äußerst kleine Calcitrhoeder, welche als Spuren eines früheren Umwandlungsprozesses der Aragonitoolithe zu deuten sind, der vielleicht nur partiell war und nur stellenweis jene Modifikation des Calciumcarbonats erzeugte, die der Pseudomorphosierung durch  $\text{SiO}_2$  besser widerstand als Aragonit. An Hand schematischer Figurenreihen wird gezeigt, wie verschieden ein und dieselbe Oolithart im Dünnschliff je nach Schlißlage erscheinen kann. Bei den verkieselten Oolithen ist häufig auch ein sekundäres Wachstum festzustellen, indem die Chalcedonfasern, in ein gröberes Aggregat übergehend, über die ursprüngliche Oolithoberfläche hinausgewachsen sind.

Im Bellefonte-Dolomit (Beekmantown beds) finden sich Kieseloolithe zu Feuersteinknollen vereinigt. Da sie außerhalb der Feuersteinknollen von gleichgroßen und gleichgeformten Dolomitoolithen umgeben sind, sind auch hier — wohl wiederholte — Pseudomorphosierungsprozesse anzunehmen.

Im ordovizischen Clinton-Horizont kommt oolithisches Eisenerz vor: Auch hier liegt vermutlich eine sekundäre Vererzung primärer Aragonitoolithe und begleitender Fossilreste vor. Neben Eisenoxyd nahmen die Oolithe auch etwas Kieselsäure auf. Der Eisengehalt kann, wie auch ein Teil der Kieselsäure, vom Abbau präexistierender Glaukonite herkommen. Im übrigen sind für die Bildung der beschriebenen Kieseloolithe wohl Spongiennadeln und Diatomeenpanzer als Kieselsäurequelle vorzusetzen.

Wetzel.

J. A. Udden: Flattening of limestone gravel boulders by solutions. (Bull. geol. Soc. Amer. 25. 1914. 66—88. Taf. 3)

Diluviale Terrassenschotter im Bereich des Unterlaufes des Rio Grande River, Texas, enthalten plattige Gerölle eines weißen Kalkes, der im Anstehenden dickbankig und frei von irgendwelcher Lamellenstruktur ist: Heute entstehen solche Gerölle im meist wasserfreien Flußbett der Nebenflüsse, die vom Edwards-Plateau herunterkommen. Es zeigt sich dort, daß die Abplattung wie auch kleine Grübchen der Gerölloberfläche, eine Auf-

lösungswirkung des Regenwassers ist. Denn die Abplattung ist oft einseitig, d. h. vorzugsweise der ausgesetzten Oberseite jedes Gerölles eigen, und findet sich nur in oberflächlichen Lagen des Flußschotters. Ausnahmsweise geht die Einseitigkeit des Vorganges so weit, daß halbkugelige Gerölle entstehen. Zahlreiche zweiseitig abgeplattete Gerölle müssen eine Umwälzung erfahren haben, sei es infolge Gekriechbewegung von den Talflanken her, sei es infolge von Bewegungsimpulsen durch Wind, Tiere oder Pflanzen. Ein Zwischenstadium, das vor der restlosen Auflösung eines Gerölles durchlaufen wird, ist in dünnen Lamellen zu erkennen, die gleichsam die Äquatorialebene des ursprünglichen Gerölles, bezw. einen Teil derselben darstellen.

Wetzel.

- Goldschmidt, V. M.: Konglomeraterne in den hoiffeldskvartsen. 7 Taf. 5 Fig. Kristiania 1916. (Deutsch. Rés.)  
 Bulman, G. W.: Chalk flints and the age of the earth. (Sc. Progr. (11.) 41. 154—157. 1916.)  
 Cole, G.: The rhythmic deposition of flint. (Geol. Mag. 4. 64—68. 1917.)  
 Richardson, A.: The origin of Cretaceous flint. (Geol. Mag. 56: 535—547. 4 Fig. 1919.)

## Regionale Petrographie.

### Finnland.

- Aarnio, B.: Die Seerze in einigen Seen der Kirchspiele Pusula, Pyhäjärvi, Loppis, Somerniemi und Tammela. (Finnisch u. schwed. m. deutsch. Ansz.) 7 Kart. 16 Fig. Helsingfors 1917.  
 Leiviskä, L.: Der Salpausselkä. (Fennia. 41. No. 3. 388 p. 148 Abbild., 434 Profile, XXVIII und 2 Karten. Helsinki [Helsingfors] 1920.)

### Britische Inseln.

- Day, T. C.: The Cheese Bay sill, Gullane. (Trans. Edinburgh Geol. Soc. 10. 249—260. 6 Taf. 1 Fig. 1916.)  
 — The breccias of Cheese Bay, and the yellow conglomerates of Weak Law. (Trans. Edinburgh Geol. Soc. 10. 261—275. 6 Taf. 2 Fig. 1916.)  
 Newlands, G.: On volcanic rocks in the Forest of Birse, Aberdeenshire. (Trans. Edinburgh Geol. Soc. 10. 308—315. 2 Taf. 1 Fig. 1916.)  
 Wallace, J.: Notes on the petrology of the agglomerates and hypabyssal intrusions between Largo and St. Monans. (Trans. Edinburgh Geol. Soc. 10. 348—362. 1 Taf. 1916.)  
 Harrison, J.: Notes on the geology of the East Kilsyth Hills. (Trans. Geol. Soc. Glasgow. 15. 315—333. 2 Taf. 1 Fig. 1 Karte. 1916.)

- Smellie, W.: The igneous rocks of Bute. (Trans. Geol. Soc. Glasgow. 15. 334—374. 5 Taf. 1 Fig. 1916.)
- Wilson, G. V.: Preliminary notes on volcanic necks in north-west Ayrshire. (Trans. Geol. Soc. Glasgow. 16. 86—99. 3 Fig. 1916.)
- Tyrell, G.: The igneous geology of the Cumbrae Islands, Firth of Clyde. (Trans. Geol. Soc. Glasgow. 16. 244—274. 5 Fig. 1917.)
- The trachytic and allied rocks on the Clyde Carboniferous lava-plateaus. (Proc. Roy. Soc. Edinburgh. 36. 288—299. 1917.)
- Baker, H. A.: Quartzite Pebbles of the Oldhaven Beds. (Geol. Mag. 57. No. 668. 62—70. 1 pl. 1920.)
- Barke, F., W. Hind and A. Scott: A Quartzose Conglomerate at Caldon Low, Staffs. (Geol. Mag. 57. No. 668. 76—82. 1920.)

### Nord-Amerika. Mexiko.

**W. J. Müller:** Magmatic differentiation and assimilation in the Adirondack region. (Bull. geol. Soc. Amer. 25. 1914. 243—263.)

Die Erscheinungen der Differentiation und Assimilation sind besonders deutlich an den Intrusionen innerhalb der mächtigen präcambrischen Greenville-Schichten zu beobachten. Das normale syenitische Magma wird zu 50—80 % aus Feldspäten zusammengesetzt, während Hornblende oder Pyroxen, manchmal auch Quarz, je mit bis zu 20 % an der Zusammensetzung beteiligt sind und 1—5 % auf Magnetit entfallen. Granitischer Syenit mit 20—25 % Quarzgehalt bildet den Übergang zu Granit oder Granitporphyr, welche ihrerseits über 25 % Quarz und 15—16 % Glimmer enthalten. 11 Analysen der vorkommenden Gesteinsvarietäten zeigen das Schwanken des SiO<sub>2</sub>-Betrages zwischen 54,10 % und 73,10 %, im übrigen aber enge chemische Verwandtschaft, weswegen auch alle Varietäten in die „Ordnungen“ 4 oder 5, die „Reihen“ 2 oder 3 und die „Unterreihen“ 3 oder 4 des „quantitativen Systems“ einzuordnen sind. Außerdem kann die Einheitlichkeit der Intrusionen auch aus der Gleichalterigkeit von Granit und Syenit geschlossen werden, die aus der Art des geologischen Vorkommens überall zu ersehen ist. Der graue Greenville-Gneis zeigt häufig alle Stadien der Einschmelzung in das Intrusivmagma, so z. B. an einer  $\frac{1}{2}$  Meile langen Gneisscholle die randlich ganz allmählich in den umgebenden normalen Syenit übergeht. Ein noch großartigeres Beispiel für Assimilation ist der Mischgneis von Chestertown. Die innige Durchdringung von präexistierendem Gestein mit Magma kann nur durch hochgradige Leichtflüssigkeit des letzteren erklärt werden. Die häufig zu beobachtende Sonderung des Magmas in Lagen von 1—100 Fuß Dicke kann mit CUSHING und KEMP als Differentiationserscheinung gedeutet werden, manchmal ist allerdings die Annahme vorzuziehen, daß dünnplattige, partiell assimilierte Gneiseinschlüsse vorliegen. **Wetzel.**

J. M. Boutwell (with contributions by L. H. Woolsey): *Geology and Ore Deposits of the Park City Distrikt, Utah.* (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 77, 231 p. 44 Taf. und Karten, 18 Fig. Washington 1912.)

Der durch seine reichen Silber-Bleierzvorkommen bekannte Park City Distrikt (nach Park City, 25 miles südöstlich von Salt Lake City benannt) liegt im zentralen Norden von Utah im mittleren Teil der N—S verlaufenden, im allgemeinen eine Antiklinale von Sedimenten untercambrischen bis tertiären Alters bildenden Wasatch Range, gerade in der Scharung mit der O—W verlaufenden Uinta Range. In diesem Teil der Wasatch Range hat die stärkste geologische Tätigkeit (Faltung, Intrusion, Kontaktmetamorphismus, Extrusion) sich geltend gemacht; die Eruptivmassen gehören zu der großen Zone des östlichen und nördlichen Utah.

Das Gebiet des Park City Distrikt ist im wesentlichen aufgebaut von carbonischen Sedimenten, besonders dem dem Pennsylvanian angehörenden Weber-Quarzit und der (permischen?) Park City Formation (Kalke mit eingelagerten Quarziten, Sandsteinen und etwas Schiefer), die die reichsten Erze enthält; auf sie folgen Ablagerungen der Trias, die als Woodside shale bezeichneten roten Schiefer, die Thaynes Formation, Kalke mit Sandstein und Schiefer, die wieder Erze enthält, überlagert von den als Ankaarch shale bezeichneten roten Schiefen. Das jüngste Sediment des Gebietes ist der Nugget Sandstone von unbestimmten Alter (Trias oder Jura); Glazialablagerungen sind in erheblicher Menge entwickelt. Eine große Rolle spielen Intrusionen von Quarzdiorit und porphyrischem Quarzdiorit; im O des Gebietes treten als Andesite bezeichnete Ergußmassen auf, die zwischen der Wasatch und Uinta Range herrschen, während die Intrusivgesteine dem quer durch die zentrale Wasatch Range west-östlich verlaufenden Zuge angehören, der weiter westlich bei Alta aus Granodiorit und noch weiter im W. an der Einmündung des Little Cottonwood Canyon, aus porphyrischem Granit besteht.

Der Diorit, nach dem höchsten Berge des Gebietes als Clayton Peak-Diorite bezeichnet, ist in einem ovalen, 3 miles langen und 2 miles breiten Durchschnitt durch einen nahezu senkrecht aufgestiegenen Stock aufgeschlossen; besonders im N und O hat er die überlagernden Sedimente deformiert und Gänge und Lagergänge in sie entsendet. Er ist ein feinkörniges Gestein, bestehend aus Plagioklas (Albit und Oligoklas), nicht unerheblichen Mengen Kalifeldspat, Hornblende, Biotit, gewöhnlich zurücktretendem Quarz und gelegentlich etwas Augit; abweichende Varietäten sind durch Zunahme der farbigen Gemengteile, seltener durch Reichtum an Quarz charakterisiert, die Struktur ist typisch hypidiomorphkörnig, selten macht sich Neigung zu porphyrischer Struktur geltend. Anal. I gibt die Zusammensetzung der ungefähr  $\frac{3}{4}$  des Massivs bildenden Hauptmasse, Anal. II die des etwas quarzreicheren Restes.

Der porphyrische Quarzdiorit (vom Verf. als Quarz Diorite Porphyry bezeichnet) spielt unter den Eruptivgesteinen die größte Rolle und tritt in unregelmässigen Stöcken und Gängen auf, die im Kartenbilde



zum größten Teil als eine große, höchst unregelmäßig gestaltete, mehr oder weniger zusammenhängende Masse erscheinen. Die mineralogische Zusammensetzung (auch die der stofflichen Abänderungen) entspricht durchaus dem Diorit; in der körnigen Grundmasse finden sich zahlreiche größere Einsprenglinge von Plagioklas, Hornblende, Glimmer und selten Quarz (von  $\frac{1}{2}$  Zoll bis  $\frac{1}{8}$  Zoll, nach der Größe geordnet). Auffallend ist die Angabe, daß an den Rändern größerer Stöcke und in schmalen Gängen das Gestein völlig dem körnigen Diorit gleicht; an anderen Stellen wird das feine Korn und der subporphyrische Charakter dieser Grenzzonen betont. Die chemische Zusammensetzung zeigen die Analysen III und IV. Häufig weisen die Gesteine charakteristische Ummineralisationen in Verbindung mit Eindringen von Eisenkies, bisweilen von Silifikation begleitet, auf.

Von den sehr ausgedehnten, mit Tuffen verbundenen Andesitergüssen zwischen Wasatsch und Uinta Range gehört nur ein kleiner Teil in das Kartengebiet; die Gesteine haben die gleiche mineralogische und chemische Zusammensetzung wie die dioritischen Gesteine, obwohl sie geologisch ganz erheblich jünger sind. Alle Gemengteile treten als Einsprenglinge auf, die von bedeutender Größe bis zu den Dimensionen der Grundmasse-Gemengteile herabsinken; die Grundmasse enthält gewöhnlich Glas in wechselnden Mengen, doch finden sich auch holokristalline Grundmassen. Die chemische Zusammensetzung zeigt die Analyse V.

Schließlich werden ganz kurz feinkörnige granitische Gänge und vom Verf. als Peridotite (Picrite) bezeichnete vereinzelte Gänge von Pikrit vom Alliance Tunnel und der Silver King Mine beschrieben, aufgebaut aus Einsprenglingen von Olivin und Biotit in einer aus den gleichen Mineralen bestehenden magnetitreichen Grundmasse.

Das geologische Alter der Intrusivgesteine läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen, ebenso ist auch ihr relatives Alter nicht festzustellen: beide haben triadische Gesteine, in die sie eingedrungen sind, metamorphosiert. Offenbar stehen die Intrusionen in ursächlichem Zusammenhang mit der großen cretacischen Auffaltung des Wasatsch-Gebirges. Der Andesit enthält Einschlüsse von porphyritischem Diorit und erweist sich durch die Tatsache, daß er über von porphyritischem Diorit gebildete alte Oberflächen geflossen ist, als bedeutend jünger als dieses Gestein; nördlich von dem aufgenommenen Gebiet hat sich der Andesit im Vermillion Creek als jünger als Eocän nachweisen lassen.

Die Struktur des Gebietes ist eine einfache Antiklinale, deren Achse nahezu nordnordöstlich—südsüdwestlich streicht und nach Nordosten fällt; in ihr sind örtlich geringere Sekundärfalten und starke Verwerfungen entwickelt. Ein Teil dieser Störungen wird auf Intrusion zurückgeführt; im kleinen sind derartige Vorgänge modellartig entwickelt (Abbildung p. 97).

Aus der Beschreibung der Kontaktmetamorphose ist die Angabe hervorzuheben, daß sich zwischen dem Intrusivgestein und dem umgewandelten Kalkstein des Carbon und der Trias sich nicht selten Metallsulfide einstellen; die metamorphosierten Kalke sind in der üblichen Weise

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO <sup>2</sup> . . . .	59,35	63,46	59,68	61,64	54,23
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . .	16,36	15,93	15,61	14,66	17,37
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . .	2,90	2,61	2,49	1,95	4,00
FeO . . . .	3,36	2,31	2,38	1,68	1,95
MgO . . . .	3,08	2,27	2,52	2,55	3,00
CaO . . . .	5,03	4,33	4,63	4,65	6,67
Na <sup>2</sup> O . . . .	3,73	3,66	3,96	2,71	2,96
K <sup>2</sup> O . . . .	3,85	3,49	2,92	3,07	2,80
H <sup>2</sup> O + . . . .	0,28	0,27	2,51	3,60	3,71
H <sup>2</sup> O - . . . .	0,64	0,74			
TiO <sup>2</sup> . . . .	0,87	0,62	0,62	0,48	0,75
ZrO <sup>2</sup> . . . .	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02
CO <sup>2</sup> . . . .	Sp.?	Sp.	2,29	2,15	0,33
P <sup>2</sup> O <sup>5</sup> . . . .	0,44	0,16	0,29	0,24	0,34
SO <sup>3</sup> . . . .	—	—	—	—	—
Cl . . . .	0,05	0,05	—	—	Sp.
F . . . .	?	Sp.?	—	—	?
FeS <sup>2</sup> . . . .	0,02	S 0,01	FeS <sup>2</sup> 0,02	0,32	0,02
Cr <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . .	—	—	—	—	—
MnO . . . .	0,07	0,09	0,08	0,06	0,10
BaO . . . .	0,16	0,15	0,15	0,18	0,15
SrO . . . .	0,05	(in CaO enth.)	0,07	0,06	0,06
Li <sup>2</sup> O . . . .	Sp.	Sp.	—	—	Sp.
ZnO . . . .	0,01	—	—	—	—
CuO . . . .	0,01	—	—	—	—
Sa. . . .	100,29	100,18 <sup>1</sup>	100,23	100,01 <sup>2</sup>	100,06

I. Quarzdiorit,  $\frac{3}{4}$  miles nordöstlich von Clayton Peak (p. 79).

II. Quarzdiorit, Ostseite des Brighton Gap (p. 79).

III. Porphyrischer Quarzdiorit, Gang nordwestlich vom Daly Westschacht (p. 84).

IV. Porphyrischer Quarzdiorit, Valeo Mine, Cottonwood Canyon (p. 84).

V. Andesit, Ontario drain tunnel, 810' von seinem Mundloch, Park City, Utah (p. 74).

Sämtliche Analysen wurden von W. F. HILLEBRAND ausgeführt.

marmorisiert, führen Kalksilikate und gehen in Kalksilikathornfelse über. In den metamorphosierten Schiefen spielt Epidot eine große Rolle; unmittelbar am Kontakt sind die Schiefer bisweilen in Hornstein umgewandelt. Hydrothermale Umwandlung, Bildung von Quarz, Sericit, Eisenkies infolge von aufsteigenden, aus den Intrusivgesteinen stammenden Wässern, ist an die größeren Bruchzonen gebunden.

<sup>1</sup> Nicht 100,17.

<sup>2</sup> Nicht 100,00.

### Erzlagerstätten.

Die Erzlagerstätten, die als wichtigsten Gemengteil silberhaltigen Bleiglanz mit Eisenkies, Kupferkies, Fahlerz und Zinkblende führen, zerfallen in Erzgänge und Erzlager.

Die Erzgänge treten wesentlich in einigen ost—westlich verlaufenden Hauptbruchzonen auf; neben dem silberhaltigen Bleiglanz enthält auch der Eisenkies Silber; neben Zinkblende findet sich bisweilen auch Fahlerz. In den obersten reichsten Teilen ist Bleiglanz in Cerussit und Massicot umgewandelt, auch in Anglesit, der sich auch in größerer Tiefe findet, und das Kupfer des Fahlerzes in Carbonaten enthalten; die mittleren Teile sind reich an Erz, die tieferen ärmer, doch kommen auch Fälle der Zunahme des Erzes mit der Tiefe vor. Die Erzgänge bestehen in der Regel aus unzusammenhängenden reichen sulfidischen Erzschnitzen und Erzputzen in einer breccienähnlichen quarzitischen Masse: ein derartiger Gang erreicht in der Ontario mine und ähnlich in der Daly West mine eine Mächtigkeit von 100'; im liegenden Salband finden sich aber hier auch dünne zusammenhängende Erzlagen, und in den tieferen Teufen der Silver King mine erfüllen breite Bänder und Tafeln von Sulfid für sich allein ganze Klüfte. In der Daly West mine wird zwischen 1400' und 1500' Tiefe sowohl das liegende wie das hangende Salband der Bruchzone von kompaktem Erz gebildet, während der zwischenliegende Quarzit und Kalk von dünnen Quarzadern mit Schnitzen und Putzen von Erz durchzogen wird.

Die wichtigsten Erzlager bilden Gruppen südwestlich von Park City; die bedeutendsten sind die Silver King-Gruppe und Daly West-Gruppe — zu ihnen gesellen sich kleinere Gruppen wie die der Daly Judge-, Kearns Keith- und Comstock-Minen. Sie treten vorwiegend in den Kalken der Park City-, in geringerem Grade in denen der Thaynes-Formation am nördlichen Abhang des großen Diorit-Lakkolithen des Clayton Peak auf; die Weber-Quarzite enthalten nur spärliche und unbedeutende, die roten Schiefer der Woodside- und Anarch-Formation keine Erzlager. Der Charakter der Erzlager ist nach der Formation, in der sie auftreten, verschieden: die Erze der Thaynes-Formation sind reicher an Zinkblende, Eisenerzen und  $\text{SiO}_2$  als die höherwertigen Vorkommen der Park City-Formation, die übrigens auch bestimmte Kalklagen zu bevorzugen scheinen. Die Gestalt der Erzlager ist annähernd linsenförmig, die längste Richtung folgt gewöhnlich dem Fallen, bisweilen auch dem Streichen; die Mächtigkeit steigt von wenigen Zoll bis zu 6' und sogar bis zu 9—10', die Ausdehnung im Streichen erreicht 500', in ein bis zwei Fällen 600—800', die Ausdehnung im Fallen beträgt durchschnittlich 50', steigt bis 100' und in Ausnahmefällen noch bedeutend höher. Während einige Erzlinsen in ihrem Verlauf von ihnen verdrängten Kalkbänken entsprechen, setzen andere unregelmäßig durch die Kalkschichten hindurch; allen Erzkörpern gemeinsam ist eine ausgesprochene Lagenstruktur. Die Lagen schwanken in ihrer Dicke von sehr geringer Mächtigkeit bis zu 1—2 Zoll und entsprechen in dieser Hinsicht ebenso wie in ihrem Verlauf durchaus dem Verhalten der Lagen

des von ihnen verdrängten Kalksteins; sie bestehen abwechselnd teils aus reinem Erz und Erz mit Gangart, teils aus Erz und metamorphosiertem Kalkstein. Nicht selten läßt sich deutlich erkennen, daß die Erzführung aus der Tiefe auf Klüften erfolgte, von denen aus die Lösungen seitlich in die geeigneten Kalksteine eindringen und sie in Erzlager umwandeln. Trotz des zweifellosen Zusammenhangs der Erzlager mit den Intrusivmassen sind unmittelbar im Kontakt liegende Lager nicht häufig; in dem großen Silver King-Gebiet treten Intrusivgesteine sogar in auffallender Weise zurück.

Der Beweis für die Entstehung der Erzlager als unmittelbare Folge der dioritischen Intrusion ergibt sich aus ihrer Beschränkung auf eine dem Intrusivgebiet benachbarte Zone, aus dem Auftreten von Kontaktsilikaten in ihnen und aus dem Vorkommen der die Lagerstätten bildenden Erze am unmittelbaren Kontakt zusammen mit den Kalksilikaten. Die Übereinstimmung der Erzführung der Gänge mit der der Lager weist auf eine im wesentlichen gleiche Entstehungsursache, während die bedeutende Rolle des Quarzes und des Pyrites in den Gängen ebenso wie die Verkiezelung und Sericitisierung des Nebengesteins für eine Füllung der Gänge durch aufsteigende heiße wässrige Lösungen aus tieferliegenden Eruptivmassen spricht. Da die Gänge auch die Intrusivgesteine durchsetzen, sind sie zweifellos etwas jünger als diese und somit auch als die Erzlager.

Die Oxydation der Erze ist bis in bedeutende Tiefe nachweisbar, in den Lagern bis zu 500—800' Tiefe, in den Gängen in noch größerer Tiefe. Von den mineralogischen Angaben (p. 105—115) ist nur die Analyse eines As- und Zn-reichen Fahlerzes von der Daly-Judge mine mit Sb 21,30, As 5,54, Cu 37,87, Ag 1,49, Fe 0,95, Zn 7,59, Mn 0,02, S 25,66; Sa. 100,41), anal.: G. STEIGER, und die Häufigkeit von PbO (Massicot) als Zersetzungsprodukt des Bleiglanzes hervorzuheben.

Milch.

E. S. Moore: Oolitic and pisolitic barite from the Saratoga oil field, Texas. (Bull. geol. Soc. Amer. 25. 1914. 77—79. 6 Textabb.)

Bei einer Ölbohrung wurden aus 1120—1350 Fuß Tiefe eigentümliche oolithische Konkretionen in sandigen Ablagerungen miocänen bis pliocänen Alters gefördert. Glatte blaugraue Oolithe von 1,25—3 mm Durchmesser enthalten 58,17 BaO, 2,067 SrO, 2,189 CaO und 35,104 SO<sub>3</sub> in Gestalt einer kryptokristallinen bis amorphen Masse. Der unregelmäßige Kern der Oolithkörner wird von einer erdigen Substanz gebildet, die u. a. kleine Kristalle von — vermutlich — Barium-Orthoklas enthält. Die eigentliche Oolithsubstanz, teilweise von sehr feinem konzentrischen Schichtbau, enthält anscheinend als primäre Ausscheidungen kristallines und erdiges Bariumsulfat nebst Verunreinigungen.

Da diese Konkretionen mit heißem Wasser und Öl vergesellschaftet gefunden wurden, liegt es nahe, das Aufsteigen einer Bariumlösung anzunehmen, die in dem Ölhorizont mit schwefelsäurehaltigen Wässern in Berührung kam.

Wetzel.

### Asien. Malaischer Archipel.

- Kimura, R.: On the contact-metamorphic and metasomatic deposits of the Zomeki mine, Yamaguchi prefecture. (Japanisch.) (Journ. Geol. Soc. Tokio. 22. 439—464. 4 Fig. 1915.)
- Gisolf, W. F.: Microscopisk onderzoek van Gabbros en Amfiboliter van Middencelebes. 138 p. 6 Taf. Delft 1917.
- Georgiades, A.: Eruptivgesteine der Insel Halmahera im Archipel der Molukken. 2 Kart. Zürich 1919.

### Antarktisches Gebiet.

- David, T. W. E. and R. E. Priestley: Glaciology, physiography, stratigraphy, and tectonic geology of South Victoria Land. (British Antarctic Exp. 1907—09. Reports on the Scientific Investigations. London 1914. Geology. 1. 319 p. 95 Taf. 65 Fig.)
- Jensen, H. J.: Report on the petrology of alkaline rocks of Mount Erebus, Antarctica. (Ebenda. 2. 93—128. 5 Taf. 1916.)
- Thomson, J. A.: Report on the inclusions of the volcanic rocks of the Ross Archipelago. (Ebenda. 2. 129—148. 3 Taf. 3 Fig. 1916.)
- Cohen, F.: Aegirine-augite crystals from a microsanidinite out of the trachyte from Mount Ciss, Ross Island. (Ebenda. 2. 149—151. 4 Fig. 1916.)
- Benson, W. N.: Report on the petrology of the dolerites collected by the British Antarctic Exp., 1907—09. (Ebenda. 2. 153—160. 1 Taf. 1916.)
- Walkom, A. B.: Report on the pyroxene granulites collected by the British Antarctic Exp., 1907—09. (Ebenda. 2. 161—168. 1 Taf. 1916.)
- Woolnough, W. G.: Petrological notes on some of the erratics collected at Cape Royds. (Ebenda. 2. 169—188. 2 Taf. 1 Fig. 1916.)
- Skeats, E. W.: Report on the petrology of some limestones from the Antarctic. (Ebenda. 2. 189—200. 2 Taf. 1916.)
- Mawson, D.: Petrology of rock collections from the Mainland of South Victoria Land. (Ebenda. 2. 201—234. 4 Taf. 1916.)
- Cotton, L. A.: Petrographical notes on some rocks retrieved from the cache at Depot Island, Antarctica. (Ebenda. 2. 235—237. 1916.)

## Allgemeine Geologie.

### Allgemeines.

- Congrès géologique international. (Compte-rendu de la XII<sup>e</sup> session, Canada 1913. Ottawa 1914. 1034 p. Mit zahlreichen geol. Karten, Profilen, Tafeln u. Textfig.)
- Jeans, J. H.: Problems of Cosmogony and Stellar Dynamics. Cambridge 1919.
- Neumayr, M.: Erdgeschichte. 3. Aufl. Auf Grund der von V. UHLIG herausgegebenen 2. Aufl. völlig Neubearbeitet von FR. ED. SUSS. 1. 132 Textbilder, 6 Farbentaf., 24 schwarze Doppeltaf., 2 farb. Kartenbeil. Leipzig 1920.
- Pirsson, L. V. and C. Schuchert: Textbook of Geology. I. Physical Geology. 477 p. 311 Fig. 1 Karte. New York 1920.
- Geikie, J.: Structural and field geology. 69 Taf. Zahlr. Fig. London 1920.
- Report on the progress and condition of the United States National Museum for the year ending June 30, 1919. Washington 1920. 211 p. Enthält unter den Detailed reports of the collections: G. P. MERRILL, Report on the Department of Geology. p. 97—111; Pl. 3: Mounted skeleton of *Dimetrodon gigas* COPE.
- Solger, F.: Vier Jahre als Geologe in Peking. 1910—1913. (Die Naturwiss. 8. 938—940. 1920.)
- Aigner, Ed.: Die Wünschelrute. Monatschrift. 9. Jahrg. Leipzig 1920. (In No. 11, Nov. 1920, u. a. Graf CARL v. KLINKOWSTROEM, Die neuere Wünschelrutenliteratur. p. 87—89.)

### Physiographische Geologie.

**E. Huntington:** The solar hypothesis of climatic changes. (Bull. geol. Soc. Amer. 25. 1914. 477—590. 23 Abb. — Karten u. Diagramme — im Text.)

Zur Erklärung umfassender irdischer Klimaänderungen haben hauptsächlich drei Hypothesen gedient, deren eine vulkanische Staubwolken verantwortlich macht, während die zweite allgemein meteorologische Vorgänge für ausreichend erachtet, und die dritte, hier kurz Solarhypothese genannt, Beziehung zu der Erscheinung der Sonnenflecken sucht. Was die Temperaturerniedrigung infolge des Auftretens vulkanischer Staubwolken betrifft, so zeigt ein tabellarischer Vergleich, daß sie nicht von der Größenordnung der von der Sonne ausgehenden Wirkungen ist, die bekanntlich vor allem in einer Erhöhung des Jahresmittels der irdischen Temperatur zur Zeit minimaler Sonnenfleckenbildung bestehen. Meteorologische Vorgänge allein können keine langfristigen Temperaturschwankungen hervorrufen; die unter ihnen thermisch besonders wirksamen

zyklonalen Bewegungen erweisen sich überdies als abhängig von der Sonnenfleckenbildung. So kommt Verf. zu einer „zyklonischen Solarhypothese“, die nun nicht nur auf die 11jährige Sonnenfleckenperiode und ihr parallel gehende Klimaschwankungen anwendbar sein soll. Die Abhängigkeit der Schwankungen des Jahresmittels der Erdoberflächentemperaturen von der Sonne ist seit den Messungsergebnissen zahlreicher Forscher, zuletzt von NEWCOMB, KÖPPEN, ARCTOWSKI, HUMPHREYS, nicht mehr anzuzweifeln, aber über die Bedeutung dieser Abhängigkeit bestehen Meinungsverschiedenheiten. Wenn während einer 11jährigen Periode die irdische Temperaturamplitude  $0,2^{\circ}$  C beträgt (nach KÖPPEN erheblich mehr), so ist das  $\frac{1}{4}$  der Temperaturerniedrigung, die für eine Vergletscherung diluvialen Maßstabes für nötig erachtet wird. Dabei fehlt aber noch die Berücksichtigung eines wichtigen Faktors, der Verfrachtung von Wärmemengen längs der Erdoberfläche. Nun wächst proportional der Aktivität der Sonne die Häufigkeit der Orkane (in den Tropen mehr als in gemäßigten Breiten), vor allem aber scheint mit den Sonnenfleckenperioden ein Verschiebungsrhythmus der Hauptwindzonen parallel zu gehen (KULLMER's Gesetz). Auch die Wachstumsverhältnisse der Bäume spiegeln nach Erhebungen in Eberswalde die Sonnenfleckenperiode wieder, weil sie direkt durch hohe Temperaturen im Vorfrühling und Frühling, sowie durch reichliche Niederschläge in der Zeit von April bis November günstig beeinflusst werden, d. h. durch eine Abwandlung des Eberswalder Klimas in Richtung auf das Kontinentalklima, die wiederum aus einer Verschiebung der Windzonen resultiert.

Bei sorgfältigster Diskussion amerikanischer Wetterkarten ergibt sich, daß die Windhäufigkeit eines Jahres im besonderen der Sonnenfleckenhäufigkeit des vorausgehenden Jahres proportional ist. Europäische Wetterkarten ergeben, wenn auch nicht so gesichert, entsprechende Resultate: während des Sonnenfleckenmaximums sind in Norddeutschland Winterstürme relativ vermindert, Sommerwinde relativ sehr häufig. Die Wärmeverfrachtung infolge zyklonaler Bewegungen beruht zunächst auf dem Aufsteigen warmer Luft im Zentrum des Zyklons, wobei wahrscheinlich eine gewisse Wärmemenge der Erde infolge Strahlung endgültig verloren geht, ferner darauf, daß die Zyklonsysteme der gemäßigten Zone dem Äquator Wärme entziehen. Eine Steigerung der zyklonalen Luftbewegungen verändert also den Wärmehaushalt der Erdoberfläche zuungunsten der Tropen- und Subtropenzone. Damit erklärt sich wohl die Tatsache, daß zur Zeit eines Sonnenfleckenmaximums zwar die Erdoberflächentemperatur als relativ niedrig befunden wird, die pyrheliometrische Messung aber eine gesteigerte Strahlungstätigkeit (Aktivität) der Sonne anzeigt. Den ursächlichen Zusammenhang zwischen Aktivität der Sonne und Verstärkung der zyklonalen Bewegungen in der Erdatmosphäre vermitteln wahrscheinlich die elektromagnetischen Verhältnisse des Erdkörpers, worauf der Umstand hindeutet, daß auf den Windkarten die Anordnung der Windsysteme konzentrisch nicht zum geographischen, sondern zum magnetischen Pol erscheint.

Die Annahme einer progressiven Niederschlagsabnahme in historischer Zeit darf zum mindesten nicht für die Erdoberfläche als ganzes gemacht werden, da Anzeichen entgegengesetzter Richtung in manchen Gegenden zur Beobachtung gekommen sind. Mit größerem Recht können pulsatorische Klimaschwankungen in historischer Zeit behauptet werden, deren Amplitude Jahrhunderte oder Jahrtausende umfassen würde. Die Periodizität ist nicht deutlich, vielleicht deswegen, weil eine Interferenz mit noch langzeitigeren Klimaperioden (Glazialepochen oder Glazialperioden) eintritt. Das 7. Jahrhundert unserer Zeitrechnung war wohl extrem niederschlagsarm, nahezu ebenso trocken dürfte das 13. Jahrhundert gewesen sein, vielleicht auch das 12. oder 13. Jahrhundert v. Chr. Die ältesten Beobachtungen über Sonnenflecken (China) passen dazu. Auch die Dickenmessungen der Jahresringe von kalifornischen *Sequoia*-Exemplaren spiegeln eine Trockenperiode im 13. bzw. 14. Jahrhundert wider und lassen erkennen, daß v. Chr. erheblichere Klimaschwankungen stattgefunden haben als seither und insbesondere in den letzten Jahrhunderten unserer Zeitrechnung. Die daraufhin konstruierte Klimakurve stimmt einigermaßen zu einer Klimakurve, die sich unabhängig davon aus Beobachtungen in Palästina ergab. Auch die Beobachtungen anderer Forscher, wie SVEN HEDIN, sind geeignet, die Hypothese der pulsatorischen Klimaschwankungen zu stützen. Nicht verwertbar sind dagegen Berichte von Geschichtsschreibern über Hungersnöte und dergl. und nur mit Vorsicht solche Tatsachen wie der Alexanderzug durch die südpersische Wüste Makran, wobei die Benützung von Elefanten immerhin für eine seitherige Klimaänderung spricht. Wenn nach GREGORI's floristischen Studien in Palästina und Nachbarländern in den letzten 2000 Jahren keine um mehr als 3° über das Jahresmittel hinausgehenden Temperaturschwankungen anzunehmen sind, so ist das im Bereich postglazialer Klimaentwicklung weder zu erwarten, noch spricht es gegen des Verf.'s Hypothese der pulsatorischen Klimaschwankungen. Die Klimaschwankungen in historischer Zeit sind wesentlich auf Änderung der Niederschläge und Windverhältnisse zu beziehen.

Zur Zeit der Maja muß das Klima des östlichen Guatemala und Yukatan relativ trocken gewesen sein, das gleichzeitige Klima in den subariden oder ariden Gebieten Nordamerikas und Asiens aber feuchter als heute, so daß eine Klimakurve nicht einmal für einen ganzen Kontinent, geschweige denn für ganze Erdzonen unveränderliche Gültigkeit besitzen muß. Nach PENCK's Hypothese der Verschiebung der Klimazonen hat man zwischen klimageschichtlich beständigen und wandelbaren Zonen zu unterscheiden. Ein klimageschichtlich wandelbares Gebiet ist der Südwesten Nordamerikas und hier wie überall erscheint das Klima in Abhängigkeit von der Aktivität der Sonne.

Außer der bekannten 11jährigen Sonnenfleckenperiode und der 35jährigen Periode BRÜCKNER's läßt sich noch eine Periodizität erkennen, welche etwa 100 Jahre umfaßt und dadurch bestimmt wird, daß sich die Maxima- und Minimawerte der einzelnen 11jährigen Perioden in gewissen Grenzen halten. Noch langfristige Perioden liegen somit auch im Bereich



der Möglichkeit. Die Vorstellungen über die Natur der Sonnenflecken verlangen dabei keineswegs periodische Schwankungen der Sonnentemperatur im ganzen.

Für die postglaziale Klimageschichte des südwestlichen Nordamerikas ist das Schicksal der dortigen Seen bedeutungsvoll. Die 62 untersuchten Becken z. T. verschwundener Seen weisen zahlreiche Serien von Strandlinien (bis zu 22) auf, welche vielleicht mit 21jährigen oder 35jährigen Sonnenfleckenperioden korrespondieren. Danach würde das Zeitintervall zwischen letztem Vereisungsmaximum und der Gegenwart mit Klimapulsationen ausgefüllt sein, die fortschreitend abnehmende Amplituden aufweisen. Entsprechendes dürfte sich aus Beobachtungen in der Umgebung des Toten Meeres folgern lassen.

Zur Erklärung der diluvialen Vergletscherungen reichen die Annahme von Krustenbewegungen und die Kohlensäurehypothese nicht aus, erstere nicht zur Erklärung der Interglazialzeiten, letztere nicht zur Erklärung der relativ großen Geschwindigkeit der Klimaschwankungen. Da die zyklonische Solarhypothese des Verf.'s mit gesteigerten Sonnenfleckenerscheinungen in der geologischen Vergangenheit rechnen darf, reicht sie auch zur Erklärung intensiverer Klimaschwankungen in vergangenen erdgeschichtlichen Perioden aus. Denkt man nun die heutigen Hauptwindgebiete der Nordhalbkugel etwas erweitert, so wachsen sie zu zwei großen Sturmzonen zusammen, die zum magnetischen Nordpol konzentrisch liegen, zur borealen und subtropischen Windzone. Da nun zur Zeit eines Sonnenfleckenmaximums in diesen Windzonen besonders erhebliche Luftbewegungen lokalisiert sind, so waren die Windzonen zur Diluvialzeit auch Zonen gesteigerter Niederschläge. Zwischen ihnen bestand dagegen ein windärmerer und niederschlagsärmerer Gürtel. Die boreale Windzone über Labrador und Skandinavien umfaßte ihrer größeren Fläche entsprechend erheblichere Zyklonsysteme mit besonders reichen Niederschlägen. Das Gletscherwachstum hat wohl jeweils solange gedauert, wie die Aktivität der Sonne anhielt. Nach den Vorstellungen ist es möglich für die diluviale Vergletscherung der Alpen eine Temperaturenniedrigung ohne wesentliche Niederschlagsvermehrung als Ursache anzunehmen, wie PENCK das aus anderen Erwägungen heraus tut. Die zonenmäßige Verbreitung des Lösses auf der Nordhemisphäre fällt mit der heutzutage nur angedeuteten, im Diluvium aber nach der Hypothese ausgeprägteren Zone geringer Windtätigkeit z. T. zusammen. Am Nordrande dieser Trockenzone müssen, namentlich im Sommer, Südwinde vorgeherrscht haben, die zum Eisrande drangen und die Lößbildung verursachten.

Während der permischen Eiszeit dürfte die Aktivität der Sonne noch größer gewesen sein, als im Diluvium. Das mag eine entsprechende intensivere Ausgestaltung der subtropischen Windzone zur Folge gehabt haben, die somit auch zu erheblicher Vereisung führen konnte als im Diluvium. Zur Permzeit haben wir in dieser Zone klimatische Verhältnisse, an die die heutigen Verhältnisse Neuseelands eine Annäherung bedeuten angesichts des Herabsteigens dortiger Gletscher bis fast zum Meere. Bei intensiver

zyklonischer Zirkulation wird viel ozeanisches Wasser in die Luft verfrachtet, was von entsprechender Wärmeverfrachtung begleitet ist. Eine beständige ausgedehnte Wolkenbank in höheren Luftschichten hielt vermutlich mehr Sonnenwärme von der Erdoberfläche fern, als sie Wärmerückstrahlung verhinderte. Polarwärts schloß sich an die subtropische Vereisungszone eine Wüstenzone an, die in abgeschwächtem Maße später als diluviale Trockenzone wiederkehrte. Den extremeren Charakter zur Permzeit anzunehmen, rechtfertigen die großen permischen Landmassen gerade in dieser Zone. Dagegen dürfte damals die boreale Windzone nicht zur Entstehung einer Eiskappe von diluvialen Ausmaßen geführt haben, vor allem, weil die dortigen Winde zu wenig Feuchtigkeit trugen. Im ganzen muß die Erde zur Permzeit einem außerirdischen Beobachter ein gebändertes Aussehen gezeigt haben, wie es uns heute etwa der Jupiter zeigt.

Wetzel.

- 
- Machatschek, F.: Geomorphologie. Allgemeine Geographie. III. (Aus Natur und Geisteswelt. 627. 129 p. 33 Abbild. Leipzig und Berlin. 1919. [Ref. Die Naturwiss. 8. 585. 1920.]
- Passarge, S.: Die Grundlagen der Landschaftskunde. Ein Lehrbuch und eine Anleitung zu landschaftskundlicher Forschung und Darstellung. Bd. III: Die Oberflächengestaltung der Erde. Hamburg 1920. 558 p. 220 Abbild. im Text, 26 Abbild. auf 17 Taf.
- Wegener, A.: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. (Die Wissenschaft. 66. 2. Aufl. Braunschweig 1920. 135 p. 33 Abbild.)

## Dynamische Geologie.

### Vulkanismus.

H. P. Cushing: Northumberland volcanic plug. (Bull. geol. Soc. Amer. 24. 1913. 335—350. 2 Taf. 4 Textabb.)

Es handelt sich um einen 70 Fuß hohen Hügel am Westufer des Hudson River, 10 Meilen östlich von Saratoga Springs, New York, der schon von Woodworth 1901 beschrieben wurde. Das Effusivgestein besteht aus Kugeln einer Trapplava in glasiger Füllmasse. Die Kugeln sind durchschnittlich 1 Fuß dick — die größten haben 2 Fuß Durchmesser — und bestehen aus dichter schwarzer Lava, in der auch mit der Lupe keine Kristallindividuen zu erkennen sind. Die Füllmasse ist Pechstein. Beide Gesteine umschließen stellenweis calciterfüllte Mandeln, die u. d. M. Zwillingbau des Calcits und etwas Quarzgehalt zeigen. Die im Hangenden und Liegenden befindlichen schwarzen Tonschiefer kommen als Einschlüsse im Effusivgestein nicht vor, wohl aber Kalke. Jene Schiefer, zu den unter-

silurischen Normanskillschichten gehörig, bilden zusammen mit älteren Sedimenten eine Überschiebungsmasse. Aber auch die Grenzen zwischen Schiefer und Lava erscheinen in mehreren Aufschlüssen, die in dem Hügel vorhanden sind, als Scherungszonen mit horizontalen Gleitspuren. Auch innerlich weist die Eccusivgesteinsmasse Anzeichen tektonischer Beanspruchung auf, die auf Beteiligung an dem Überschiebungsvorgang schließen lassen. Trotz der schichtmäßigen Einlagerung des Gesteins parallel der Schieferungsebene des Tonschiefers handelt es sich nicht um einen Lagergang, was außer durch die Natur der Grenzflächen auch durch die Natur der Lava selbst unwahrscheinlich gemacht wird.

Da die Lavakugeln harnischartige Oberflächen besitzen, ist zu vermuten, daß ihre ursprüngliche glasige Rinde abgeschert worden ist und mit das Material zu der Pechsteinfüllmasse geliefert hat. Dünnschliffe aus den Lavakugeln zeigen ein Netzwerk feiner Leisten von Andesin-Labradorit in glasiger Grundmasse. Am Rande der Kugeln sind die Feldspatleisten sphärolithisch angeordnet. Aus Zersetzungsprodukten ergibt sich hier und da das ursprüngliche Vorhandensein von Olivineinsprenglingen. Erz kommt in feinsten Verteilung vor, wie auch ein nicht näher bestimmtes graphitoides Mineral. Analyse der Lavakugeln =  $\text{SiO}_2$  47,55,  $\text{TiO}_2$  0,87,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,65,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4,94,  $\text{FeO}$  5,12,  $\text{MnO}$  0,46,  $\text{MgO}$  5,63,  $\text{CaO}$  4,77,  $\text{Na}_2\text{O}$  4,20,  $\text{K}_2\text{O}$  2,52,  $\text{H}_2\text{O} +$  5,57,  $\text{H}_2\text{O} -$  0,24,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,27,  $\text{Cl}$  0,10,  $\text{F}$  0,06,  $\text{S}$  0,01,  $\text{C}$  0,80,  $\text{CaCO}_3$  0,34; Summe 100,10. Klassifikation im quantitativen System: Dosalaner, Germaner, Andase, Andose. Besonders fällt der C-Gehalt auf; daß er aus dem Schiefer stammt, ist unwahrscheinlich; nach WASHINGTON's brieflich ausgesprochener Vermutung hat  $\text{FeO}$  der Lava auf  $\text{CO}_2$  der eingeschlossenen Kalkbrocken reduzierend gewirkt. Die Kalkeinschlüsse scheinen dem Bald-Mountain-Kalk anzugehören, der nicht in unmittelbarer Nachbarschaft ansteht.

Der Trapp dürfte daher an anderer Stelle durchgebrochen sein und entweder einen etwa submarinen Lavastrom ergeben haben, der später tektonisch abgeteilt und transportiert worden ist, oder vielmehr einen Lavapfropfen erzeugt haben, der wiederum zusammen mit den umgebenden Sedimenten weitgehende tektonische Dislokation erfahren hat. Verf. schließt sich derjenigen schon früher ausgesprochenen Altersbestimmung an, die die Eruption analog den Trapperuptionen der Newark-Formation in die Triaszeit verlegt.

In Diskussionsbeiträgen werden ähnliche anderweitige Vorkommnisse erwähnt.

Wetzell.

A. L. Day and E. S. Shepherd: Water and volcanic activity. (Bull. geol. Soc. Amer. 24. 1913. 573—606. 11 Taf.) [Vgl. dies. Jahrb. 1916. II. - 179.]

Im Gegensatz zu den meisten Vulkanologen sahen sich GREEN (1887) und BRUN (1911) durch ihre Beobachtungen am Kilauna zu der

Behauptung veranlaßt, daß bei Vulkaneruptionen kein Wasser entbunden würde. GREEN bestritt überhaupt, daß die größere oder geringere Leichtflüssigkeit der Lava mit dem zeitweilig veränderlichen Gasreichtum zusammenhänge. Seine physikalisch-chemischen Vorstellungen sind durch Versuche bei 1100° mit Basaltmineralien + Wasser widerlegt. BRUN vermißte in den Dampfwolken, die sich über dem Krater erheben, Regenerbogenscheinungen und in der Nachbarschaft Wasserkondensation. Auch lieferten ihm mit Hilfe von Rohrleitungen gewonnene Proben der Dämpfe kein Wasser.

Aber die sichtbaren Dampfwolken, die BRUN untersuchte, sind von der Oberfläche der flüssigen Lava immer durch einen Zwischenraum getrennt, in welchem noch so hohe Temperatur herrscht, daß dort nur sichtbare gasförmige Stoffe, und zwar aus den entbundenen magmatischen Gasen unverzüglich gebildete Oxydationsprodukte vorhanden sind. Nur bei der regelmäßig wiederkehrenden Spiegelsenkung der Lavaflüssigkeit kann die Temperatur soweit heruntergehen, daß auch in diesem Raum weißer Schwefeldampf sichtbar wird. Auch BRUN's hygrometrische Beobachtungen sind nicht stichhaltig. Taupunktmessungen im Laboratorium ergeben, daß schon ein geringerer  $\text{SO}_2$ -Gehalt der Versuchsluft von allen möglichen Feuchtigkeitsgraden den Taupunkt beträchtlich herabdrückt. Die unveränderten vulkanischen Gase sind bisher überhaupt nicht untersucht worden.

Die Entnahme von Gasproben vom Halemauau, dem dauernd aktiven Teil des Kilaeagebietes, erfolgte durch Verf. unter günstig abgepaßten Umständen, die es gestatteten, Gase im Moment ihrer Entwicklung aufzufangen, als sich nämlich im Mai 1912 auf einem eben erstarrten Krustenteil des Lavasees eine Lavafontäne mit einem festen Schlackenwall umgeben hatte. Aus diesem entwichen durch enge Schlitze hindurch Gase, was nachts an den Verbrennungserscheinungen kenntlich war. Hier heran wurden bei Nacht gläserne Röhren mit einer Eisenspitze geführt, die 30 cm weit in einen Schlitz gesteckt wurde, dessen hohe Temperatur (ca. 1000°) die Verwendung von Glas verbot. Nach 15 Minuten langem Durchpumpen wurde eine Batterie von Auffangröhren gefüllt, wobei sich in den ersten Röhren 300 ccm Wasser sammelten, das durch suspendierte Schwefelteilchen getrübt war. Die Auffangvorrichtung war nur für die Entnahme von Gasen berechnet gewesen und erlaubte nunmehr nicht, das ursprüngliche Mischungsverhältnis zu bestimmen, da sich verhältnismäßig mehr Wasser durch Kondensation ansammeln konnte, als nicht kondensationsfähige Gase und ferner die Löslichkeit letzterer im Kondenswasser verschieden groß ist.

Als sich nach längerer Zeit (Dezember 1912) wieder eine günstige Entnahmegelegenheit zu bieten schien, zeigte sich doch bei der Entnahme, daß Sauerstoff zu dem Schlackenkegel Zutritt hatte, bevor die entbundenen Gase aufgefangen wurden. Daher wurden im zweiten Fall wesentlich Oxydationsprodukte, z. B. statt elementaren Wasserstoffes  $\text{H}_2\text{O}$  aufgefangen.

	Lava	Gas					Im Kondensations-	
	23.VII. 1911	Mai 1912					wasser Gelöstes	
	in Gew.-%	in Volum.-%					in g	
		Röhre					Röhre	
		1	2	8	10	17	1	2
Si O <sub>2</sub> . . .	49,74	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	12,36	—	—	—	—	—	} 0,080	0,010
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	1,64	—	—	—	—	—		
FeO . . .	10,08	—	—	—	—	—		
MgO . . .	8,83	—	—	—	—	—	—	—
CaO . . .	10,88	—	—	—	—	—	0,0120	0,14
Na <sub>2</sub> O . . .	2,45	—	—	—	—	—	0,0214	0,031
K <sub>2</sub> O . . .	0,55	—	—	—	—	—	0,0102	0,011
H <sub>2</sub> O + . . .	0,17	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O — . . .	0,05	—	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub> . . .	—	23,8	58,0	62,3	59,2	73,9	—	—
CO . . .	—	5,6	3,9	3,5	4,6	4,0	—	—
TiO <sub>2</sub> . . .	2,49	—	—	—	—	—	0,005 (?)	—
ZrO <sub>2</sub> . . .	Spur	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	0,41	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub> . . .	Spur	—	1,5	12,8	—	—	0,480	0,508
Cl . . .	0,10	—	—	—	—	—	0,220	0,206
H <sub>2</sub> . . .	—	7,2	6,7	7,5	7,0	10,2	—	—
F . . .	—	—	—	—	—	—	0,565	0,492
N <sub>2</sub> . . .	—	63,3	29,8	13,8	29,2	11,8	—	—
S . . .	0,04	—	—	—	—	—	Die meisten Metall- oxydgehalte sind auf Anätzung der Gefäßwände u. auf hineingestäubte Flitterchen von Pele's Haar zurück- zuführen	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	0,04	—	—	—	—	—		
MnO . . .	0,14	—	—	—	—	—		
NiO . . .	0,05	—	—	—	—	—		
BaO . . .	Spur	—	—	—	—	—		
SrO . . .	0,07	—	—	—	—	—		
Li <sub>2</sub> O . . .	—	—	—	—	—	—		
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	0,02	—	—	—	—	—		
MoO <sub>3</sub> . . .	0,01	—	—	—	—	—		
	100,12							

Die unvermeidliche Anwendung der Eisenspitze beim Auffangen der Gase bedingt im Analysenergebnis einen zu geringen SO<sub>2</sub>-Gehalt, da sich infolge reduzierender Wirkung des Eisens in den Röhrenwänden Schwefel niederschlug, während auch umgekehrt frisch entbundener elementarer Wasserstoff das bei letzterer Reaktion entstandene Eisenoxyd reduzierte,

wobei wieder kleine Mengen Wassers gebildet wurden. Aber beide Prozesse müssen auch im natürlichen Schlackenkegel selbst vor sich gehen angesichts des hohen Fe-Gehaltes der Lava. Auch lassen sich Gründe dafür anführen, daß jene künstlich verursachte Vermehrung der Menge des Kondenswassers unerheblich gewesen sein muß. Dagegen ist folgende natürliche Reaktion während der Gasentwicklung bedeutungsvoll.  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{CO} + \text{H}_2\text{O}$ , welche allein schon die Gegenwart von Wasser in den Exhalationen erwarten läßt. Die Analysen des Kondenswassers zeigen einen auffallend geringen Cl-Gehalt.

Infolge der Löslichkeit des  $\text{SO}_2$  im Kondenswasser wurde dieses Gas nur bei zweien der in Washington analysierten Gasproben gefunden, während eine vorläufige Analyse in Honolulu ungefähr 39,8 %  $\text{CO}_2$ , 5,5 CO und 51,6  $\text{SO}_2$  ergab. Edelgase sind in dem für N angesetzten Betrag nicht enthalten, was darauf schließen läßt, daß jener N-Gehalt nicht atmosphärischen Ursprungs ist. Übrigens dürfte die Zusammensetzung der freiwerdenden Gase von Gasblase zu Gasblase wechseln, was die verschiedenen Analysenergebnisse des Inhalts der einzelnen Auffanggefäße erklärt.

Zum Vergleich wurden auch Gase analysiert, welche nicht direkt der flüssigen Lava, sondern Spalten der Umgebung entstammten. Immer zeigten sich Wassergehalte, die nur zum Teil für atmosphärischen Ursprung sprachen. Das verschwindend geringe Vorkommen von Cl wurde auch hier konstatiert, ferner das Fehlen von CO und H und hohe Gehalte an  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$  und  $\text{SO}_2$ .

Als Sublimations- bzw. Zersetzungsprodukte erscheinen im Umkreis des Kraterbeckens Schwefel, Gips und Alaun, dagegen kaum Chlorverbindungen.

Die sog. Aa-Lavabildungen sind daraus zu erklären, daß unter reichlicher Gasentwicklung die Lava erheblich aufgelockert und infolgedessen rasch abgekühlt wird. Große, durch Gasdruck emporgeschleuderte Lavafladen erstarrten locker, ohne Schmelzflußformen zu bewahren.

Wie in diesem Fall die Abkühlung durch Gasentwicklung begünstigt erscheint, so kommt es unter Umständen auch zu Wärmeentwicklung infolge von Gasentbindung. Infolge der erheblichen Reaktionswärme bestimmter chemischer Einwirkungen der freiwerdenden Gase aufeinander, kann es vorkommen, daß eine Lavakruste nahe ihrer Oberfläche heißer ist, als in einiger Tiefe, und daß zu Zeiten starker Gasentwicklung in dem Lavakessel die Temperatur steigt, ohne daß neue Lavazufuhr erfolgt. Die Kilauealava wird daher mit Recht als eine „explosive Lava“ bezeichnet.

Was den Ursprung des Wassers in den vulkanischen Gasen betrifft, so spricht gegen die Annahme atmosphärischer Zufuhr, daß auch keine anderen charakteristischen Bestandteile der Atmosphäre an der Zusammensetzung der Gase beteiligt erscheinen. Auch ist die physikalische Erklärung der Wasserzufuhr von außen schwierig. Höchstens der hydrostatische Druck der Tiefsee möchte genügen, um Wasser in schmelzflüssige

Massen des Untergrundes hineinzutreiben, in welchem Falle sich übrigens der Unterschied zwischen magmatischem und meteorischem Wasser verwischt. Einstweilen darf das Wasser als eigentümlicher oder Hauptgemengteil der Laven gelten.

Wetzol.

- Shibley, J. W.: Some Chemical Observations on the Volcanic Emanations and Incrustations in the Valley of 10000 Smokes, Alaska. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 50. 141—153. 1 Fig. 1920.)
- Glangaud, Ph.: Le geyser des Martres d'Artières (Puy de Dôme). (Compt. rend. 170. 888—891. 1920.)
- Fenner, Cl. N.: The Katmai region, Alaska, and the great eruption of 1912. (Journ. of Geol. 28. 569—606. 1920.)

### Erdbeben.

- Etzold, Fr.: Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1907—1915. (Abh. d. math.-phys. Kl. Sächs. Ges. d. Wissensch. (36.) 3. 728 p. 9 Fig. 1 Taf. Leipzig 1919.)
- Hauptstation für Erdbebenforschung (früher in Straßburg, z. Z. in Jena): Mitteilungen über Erdbeben im Jahre 1912. 22 p. 5 Fig. Jena 1920. (Umdruck.)
- Zeil, M.: Les tremblements de terre tectoniques et les variations de la latitude. (Compt. rend. 171. 311—314. 1920.)
- Reid, H. F. and St. Taber: The Porto Rico Earthquake of 1918. Report of the Earthquake Investigation Commission. House of Repres. No. 269. 66th Congress. 74 p. 6 Fig. 1919. [Ref. Amer. Journ. of Sc. (4.) 50. 236. 1920.]

### Wasser und seine Wirkungen.

F. W. Sardeson: Characteristics of a corrosion conglomerate. (Bull. geol. Soc. Amer. 25. 1914. 265—276. 1 Taf., 1 Textabb.)

In der Galena—Trenton-Serie des Ordovizian von Minnesota kommen dünne Konglomeratlagen vor, die als „intraformationale“ Korrosions- und Aufbereitungserscheinungen während eines Aussetzens der Sedimentation, nicht während einer Emersion, zu deuten sind. Die submarine Aufbereitung eines präexistierenden Sedimentes kann außer durch Brandung nämlich auch durch Seebeben und durch die Zugwirkung von Meeresströmungen auf benthonisch verankerte Tangpflanzen geschehen.

Aussetzen der Sedimentation (und vorhergehende Hebung) ist nötig zur Ansiedelung reicherer Tangvegetation und erklärlich dadurch, daß der gehobene Boden in den Wirkungsbereich der ausspülenden oder aus-

legenden Meeresströmungen gelangt. Die Hebung selbst, wenn mit einem Seebeben verbunden, kann gelegentlich schon allein eine Brecciation bereits verfestigten Meeresbodens herbeiführen. Bestand schon eine Tangvegetation bei geringer Sedimentaufläufung, bedarf es unter Umständen nicht einmal einer Unterbrechung der Sedimentation zur Konglomeratbildung, sondern allein der Zugwirkung der etwa veränderten oder verstärkten Meeresströmung, infolge welcher große Tangpflanzen mitsamt anhaftenden Grundblöcken umhergetrieben werden. In diesem Fall wird die Konglomeratbildung räumlich vergleichsweise beschränkt sein. Im anderen, zuvor behandelten Falle ist eine weitere Ausbreitung des Vorganges vor auszusehen.

Derartige Annahmen passen für die Konglomerate des Untersilurprofils von St. Paul, weil die Konglomeratlagen (sechs innerhalb einer 110 Fuß mächtigen kalkigen Schichtfolge) äußerst dünn sind und petrographisch eigentümliche Beziehungen zum Liegenden (und Hangenden) haben, sowie faunistisch keinerlei Unterbrechungen oder nur Änderungen mit sich bringen und Überreste einer reichen Tangvegetation in Gestalt von „Fucoiden“ aufweisen. Letztere werden als Abdrücke oder Ausgüsse basaler Teile und Haftorgane von Tangen gedeutet, eben der Tange, die die Absonderung und den Transport von Konglomeratstücken verursacht haben. Die Korrosionserscheinungen, deretwegen Unterbrechungen der Sedimentation anzunehmen sind, treten in zwei Fällen auch ohne Konglomeratbildung auf, und zwar in Form von Schichtoberflächen mit kleinen Unebenheiten und Gruben, in bezw. auf denen aber keine terrestrische Residuen, sondern neue marine Sedimente zur Ablagerung kamen, und zwar meist mit einer ganz geringen Diskordanz. Diese Schichtoberflächen sind nun schwarz gefärbt, wie auch die Konglomerate in zwei verschiedenen Horizonten eine schwarze Rinde (Eisen- und Mangan-Pigment) tragen. Für alle vier Fälle der Pigmentierung ist die Erklärung die, daß während der Unterbrechung der Sedimentation vorher gebildeter Kalk aufgelöst und in feiner Verteilung vorhanden gewesene Eisen- und Manganverbindungen relativ angereichert wurden.

Die Konglomeratstücke variieren der Größe nach zwischen Grobsand und fußbreiten Stücken und sind die Auflösungsreste von Kalklinsen, wie sie im unmittelbar Liegenden in tonreicherer Grundmasse unversehrt enthalten sind mit den gleichen Fossileinschlüssen wie die der Konglomerate. Es kommen auch „halbfertige“ Gerölle vor, unten noch im unveränderten Zustande der Kalklinse, oben mit schwarzer Rinde. Die Kalklinsen sollen einem Kalkfällungsprozeß entstammen, der im Zusammenhang mit der Zersetzung von Meeresalgen erfolgte. Die Masse der Kalklinsen wurde bei der Bildung der Korrosionskonglomerate auf die Hälfte und manchmal sogar auf  $\frac{1}{10}$  reduziert, ohne daß eine deutliche Abrollung und Abrundung, mit anderen Worten eine wesentliche Formänderung, erfolgte.

Wetzel.



### Eis und seine Wirkungen.

**J. L. Rich:** Divergent ice-flow on the plateau of the Catskill Mountains as revealed by ice-molded topography. (Bull. geol. Soc. Amer. 25. 1914. 68—70. 1 Karte im Text.)

Zwischen Hudson River im Osten, Mohawk River im Norden und den Catskillbergen im Süden finden sich eine ausgeprägte Drummlandschaft und die Spuren glazialer Exaration. Die Drumlins verteilen sich hauptsächlich auf eine ostwestlich verlaufende und eine nord-südlich verlaufende Schar. Letztere hat eine Schwelle in Gestalt der Hamilton Rocks zu überwinden gehabt.

Wetzel.

---

### Tektonik.

**H. F. Reid:** Report of the committee on the nomenclature of faults. (Bull. geol. Soc. Amer. 24. 1913. 163—186. 18 Textabb.)

Die Ausführungen des Berichterstatters fußen auf der Arbeit eines Komitees, zu welchem er mit W. M. DAVIS, A. C. LAWSON und F. L. RANSOME vereinigt war, und beginnen mit der Aufzählung einer größeren Anzahl von Fachausdrücken, die sich auf Verwerfungen beziehen. U. a. wird eine Gruppe benachbarter Verwerfungen, zwischen welchen zusammenhängende, nicht wesentlich zerrüttete Schichtstöße eingeschlossen sind, als „multiple Verwerfung“ bezeichnet. Wenn dagegen zwischen verschiedenen Bruchflächen weitgehend abgesonderte oder zerrüttete Gesteinsmassen liegen, so heißt das Ganze „Scherungszone“. „Gouge“ ist eine kurze Bezeichnung für einen tonigen Kluftbesteg, „horse“ für eine eingeklemmte Gesteinspartie. Andere Ausdrücke wie „dip“ und „hade“ sind aus früheren Arbeiten des Verf.'s bekannt. Bewegungen an Bruchflächen, die unter Wahrung der Parallelität sämtlicher Elemente stattfinden, heißen translatorische, ihnen stehen die rotatorischen Bewegungen gegenüber, die wohl nie ganz fehlen, jedenfalls nicht, wenn der Verwerfungsprozeß seiner ganzen Längserstreckung nach zu überschauen ist. Es müssen bezüglich der Dislokation viel mehr verschiedene messende Größen unterschieden werden als üblich. Allein auf der Verwerfungsfläche sind verschiedene Messungen möglich, und zwar betreffend 1. „net slip“ = Verschiebungsbetrag als Abstand ursprünglich nebeneinander gehöriger Gesteinspartikeln, 2. „strike-slip“ = Betrag der Horizontalverschiebung längs der Verwerfungsfläche und 3. „dip-slip“ = Verschiebungskomponente in der Fallrichtung der Verwerfungsfläche, dazu kommen Messungen außerhalb der Verwerfungsfläche, nämlich 4. „perpendicular slip“ = reine Vertikalkomponente der Störungsbewegung und 5. „trace-slip“ = reine Horizontalkomponente. Die Bezeichnung „shift“ tritt für „slip“ ein, wenn es sich um den Gesamtbetrag von Verschiebungen handelt, die längs einzelner Verwerfungsebenen einer multiplen Verwerfung bezw. Scherungszone vor sich gegangen sind. Der

Abstand einander entsprechender Flächen beiderseits der Verwerfungsebene heißt „separation“ und kann wiederum in verschiedenen Richtungen gemessen werden (vertical separation und horizontal separation). „Normal horizontal separation“ („offset“) ist der (Schicht-)Flächenabstand, gemessen auf dem Grundriß in der zu den Spuren der beiden entsprechenden Schichtebenen senkrechten Richtung. Als Ergänzung dazu würde eine Messung dienen, die als „perpendicular separation“ bezw. „stratigraphic separation“ sinngemäß zu bezeichnen ist.

Zur Unterscheidung der drei hauptsächlichlichen Begriffe, die, wie gezeigt, aus dem allgemeineren Begriff „Sprunghöhe“ entwickelt werden können, sei angeführt, daß eine Dislokation, welche in einer den Schichtebenen parallelen Ebene längs einer beliebig geneigten Bruchfläche erfolgt, den Wert der „separation“ nicht ändert, wohl aber denjenigen von „slip“ bezw. von „shift“.

Hierzu kommen noch zwei Bergmannsausdrücke, nämlich „throw“ = Vertikalstand entsprechender Schichtlinien auf den auseinander gewichenen Bruchrändern eines dislozierten Schichtpaketes, gemessen in derjenigen Vertikalebene, die auf der Streichrichtung der Verwerfung senkrecht steht, und „heave“ = Horizontalabstand entsprechender, bei der Dislokation auseinandergewichener Bruchränder.

Wenn man die Verwerfungen auf Grund der Bewegungsrichtungen klassifiziert, ist eine Gruppe von Verwerfungen dadurch gekennzeichnet, daß an ihr die Bewegung wesentlich in der Streichrichtung erfolgt ist, die nächste Gruppe dadurch, daß Bewegungen wesentlich in der Fallrichtung stattfanden, und die dritte Gruppe durch irgendwelche zwischen beiden Richtungen vermittelnde Bewegungen.

Die gewöhnliche Klassifizierung in normale und widersinnige Verwerfungen ist auf Vorstellungen über die relative Hebung oder Senkung der beiderseitigen Schichtpakete gegründet. Diese Vorstellungen können aber nicht immer aus dem geometrischen Bilde der Verwerfung einwandfrei abgeleitet werden, wie Verf. an zwei perspektivisch dargestellten Fällen von querschlägigen Verwerfungen durch geneigte Schichten mit starker Horizontalkomponente der Verschiebung nachweist. Darum ist es genauer, von der scheinbaren gegenseitigen Verschiebung zu sprechen im Gegensatz zu der wahren relativen Verschiebung, welche in manchen Fällen nicht feststellbar ist. Mithin beziehen sich aber die Begriffe „normal“ und „widersinnig“ zunächst nur auf den Augenschein.

Die Definition für „Horst“ und „Graben“ bleiben die althergebrachten: Horst = von Verwerfungen umgrenzte relativ gehobene Masse.

Schließlich gibt Verf. noch pädagogische Ratschläge und für Unterrichtszwecke geeignete konstruktive Anschauungsbilder zur Verwerfungslehre.

Wetzell.

W. M. Davis: Nomenclature of surface forms on faulted structures. (Bull. geol. Soc. Amer. 24. 1913. 187—216. 5 Textabb.)

Verf. setzt die Verwerfungserscheinungen in Beziehung zur physiographischen Nomenklatur, die vom Erosionszyklus ausgeht. Verwerfungen äußern sich in der Entwicklungsgeschichte einer Landschaft als Unterbrechungen des Zyklus, während andere den Zyklus störende geologische Ereignisse wie vulkanische Auftragungen, vom Verf. als „accidents“ innerhalb eines Zyklus bezeichnet werden. Unbedeutende Verwerfungen erzeugen auch nur Episoden innerhalb eines fortschreitenden Zyklus. Verf. geht bei der Entwicklung der einschlägigen Terminologie in der vielfach von ihm geübten deduktiven Weise vor, nachdem er analytisch und induktiv Fälle frischer Verwerfungen und ihr Verhältnis zu den Landschaftsformen studiert hat. In einer Reihe von Blockdiagrammen verfolgt er das fortschreitende Altern von Landschaftsausschnitten mit durchziehender Verwerfung, zunächst unter Annahme  $\pm$  horizontalen Schichtbaues, wobei auch der Fall posthumer Störung längs der Verwerfungsfläche berücksichtigt wird. Auch letzterer Fall muß sich morphologisch in gewissen Geländeknicken bemerkbar machen bis zum alles ausgleichenden Altersstadium der Landschaft. Abgesehen von sehr speziellen Bedingungen ist nicht zu erwarten, daß sich Flußbetten kontinuierlich längs Verwerfungslinien ausbilden. Nur breite Störungszonen mit herabgesetzter Gesteinsfestigkeit geben Anlaß zur Entstehung einer Reihe von subsequenten Seitenarmen quer hindurchlaufender Flüsse und führen somit schließlich zur Ausprägung einer  $\pm$  einheitlichen Depression: subsequente Störungslinientäler.

Bei genügender posthumer Steigerung der Sprunghöhe einer Verwerfung bleibt ein charakteristischer morphologischer Ausdruck der tektonischen Verhältnisse trotz allen Alters der Landschaft und aller Erosionsarbeit der Flüsse erhalten. Besonders charakteristisch sind dann trianguläre Fazetten als Umgrenzung der Sporne, bzw. der abgestumpften Bastionen des relativ gehobenen Landschaftsbezirkes, die zwischen den nachträglich entstandenen Erosionstälern an der Verwerfungslinie stehen bleiben. Mit dem Aufhören der posthumer Bewegungen verlieren sich diese Formen allmählich.

Für junge und alte Verwerfungslandschaften in Amerika, Australien, Japan und Italien werden Literaturhinweise gegeben.

Querbrüche innerhalb einer Landschaft von monoklinalem Schichtbau sind an der Versetzung der Terrainkanten besonders deutlich kenntlich, bis auch hier das ausgeglichene Altersstadium eintritt. Wenn später, innerhalb eines neuen Zyklus eine tiefere Erosionsbasis maßgebend wird, kann die Verwerfungslinie physiographisch wieder aufleben (second-cycle forms), wofür Beispiele in Frankreich, Schweden, Norwegen und Nordamerika gefunden werden.

An einem konstruierten Beispiel wird die musterhafte Beschreibung der physiographischen Rolle der Verwerfungen im Landschaftsbilde durchgeführt unter Vermeidung aller rein stratigraphischen Angaben, die in diesem Zusammenhang als überflüssig gelten sollten. Wetzel.

**J. W. Spencer:** Postglacial earth-movements about Lake Ontario and the Saint Lawrence River. (Bull. geol. Soc. Amer. 24. 1913. 217—228. 1 Kartenskizze, Diskussion p. 714.)

Durch Triangulation bezw. Anschlußnivellements und barometrische Messungen der alten Strandlinien ist festgestellt, daß das Maximum der postglazialen Hebung der Seenregion etwa bei 49° n. Br. und 76° w. L. liegt. Die postglaziale Ausbildung des Entwässerungssystems stimmt zu diesem Befund. Der durch die Deformationen bewirkte gesamte Höhenunterschied beträgt 540 Fuß.

Die Adirondaks, obwohl Ausläufer der laurentischen Berge, haben kaum einen Einfluß auf den Verlauf der Deformation gehabt. Beim Eriesee verlaufen die alten Strandlinien noch nahezu horizontal. Am Endzipfel des Ontariosees haben sie eine nordöstliche Steigung von 2 Fuß pro Meile, im Mohawktale eine solche von 3 Fuß und am St. Lorenzstrom von 6 Fuß pro Meile. Jenseits des 76. Meridians ist die Schrägstellung nordwestlich gerichtet und die Zonen gleicher Hebung gehen dem Lorenzstrom parallel.

Während die Deformation später als die Erosion des Niagarafalles, also innerhalb der letzten 39000 Jahre, begonnen haben muß und im Bereich des Huronsees allein innerhalb der letzten 3500 Jahre eine Hebung von 100 Fuß erfolgt ist, dauert die Hebung seit mindestens den letzten 50 Jahren nachweislich nicht mehr an.

In Diskussionsbemerkungen macht der Verf. Angaben über die Genauigkeit der Höhenmessungen und über den Verlauf und das Ausklingen der Deformationsachse.

Wetzel.

Suess, F.: Zur Deutung der Vertikalbewegungen der Festländer und Meere. (Geol. Rundsch. 11. 144—168. 1920.)

Hummel, K.: Meeresbewegungen und tektonische Erscheinungen im südlichen Ardennenvorland. (Geol. Rundsch. 11. 18—44. 1 Fig. 1920.)

Yabe, H.: Problems concerning the geotectonics of the Japanese Islands; critical reviews of various opinions expressed by previous authors on the geotectonics. (Tōhoku Imp. Univers. Sendai, Japan, Sc. Rep II. (4.) 1. 75—104. 5 Fig. 1917.)

Mengel, O.: Tectonique du synclinal secondaire d'Amélie-les-Bains. (Compt. rend. 171. 314—316. 1920.)

## Historische Geologie.

### Präcambrium.

- Wilkman, W. W.: Kaleviska bottenbildningar vid mölönjärvi. (Bull. Comm. géol. de Finlande. No. 43. 1915.)
- Om en prekalevisk kvartsit-formation i norra delen af knopiv socken. (Ebenda. No. 49. 1916.)
- Mäkinen, Eero: Översikt av de prekambrisk bildningarna i mellewsta österbotten i Finland. (Ebenda. No. 47. 1916.)

### Permocarbon.

C. Diener: The Anthracolithic Faunae of Kashmir, Kanaur and Spiti. (Palaeontologia Indica. New ser. 5. No. 2. 1915. 135 p. 11 Taf.)

NOETLING's Entdeckung eines pflanzenführenden Gondwana-Horizonts mit *Gangamopteris* bei Khunmu (Vihi-Distrikt) in Kashmir im Jahre 1902 hat den Anstoß zu neuen geologischen Detailuntersuchungen im jüngeren Paläozoicum des westlichen Himalaya gegeben. R. D. OLDHAM (1903), HAYDEN (1906) und vor allem C. S. MIDDLEMISS (1908, 1909) haben solche Untersuchungen in Kashmir durchgeführt, die sich an die Arbeiten HAYDEN's in Spiti und Kanaur (1903) anschließen. Das gesamte Material an anthrakolithischen Versteinerungen wurde im Jahre 1911 dem Verf. zur Bearbeitung übermittelt, deren Ergebnis in der oben zitierten Publikation vorliegt. Obwohl diese bereits Ende 1913 abgeschlossen war und 1915 in Calcutta zur Ausgabe gelangte, ist sie doch erst im Herbst 1920 dem Verf. zugänglich geworden, so daß nunmehr Bericht über dieselbe erstattet werden kann.

Unsere Auffassung über die Zusammensetzung und Altersfolge der anthrakolithischen Serie in Kashmir hat insbesondere durch die Untersuchungen von MIDDLEMISS eine gründliche Änderung erfahren. Dieser Beobachter unterscheidet die nachfolgenden fünf Hauptgruppen:

5. Zewan beds.
4. Lavaströme und Decken der Panjal-Serie.
3. Agglomeratische Schiefer.
2. *Fenestella*-Serie.
1. *Syringothyris*-Kalkstein.

Das tiefste Schichtglied, der Kalkstein mit *Syringothyris cuspidata*, hat 14 Arten von Brachiopoden geliefert, von denen jedoch nur vier spezifisch bestimmbar sind und auf Untercarbon hinweisen. Diese Parallelisierung wird wesentlich gestützt durch einen Vergleich mit der erheblich reicheren Fauna des *Syringothyris*-Kalkes von Spiti und Kanaur (Profil

von Lipak), der unter 24 Spezies 18 bezeichnende Arten des Kohlenkalkes in Europa und Nordamerika und daneben nur vier neue Arten enthält.

Einen sehr eigentümlichen Charakter trägt die Fauna der unmittelbar über dem untercarbonischen *Syringothyris*-Kalk folgenden *Fenestella* beds, eines gleichfalls rein marinen Sediments. Die große Zahl spezifisch bestimmbarer Arten (41) reicht nicht zu einer Fixierung des Alters aus, da diese Fauna in höherem Maße als irgend eine andere des indischen Faunengebietes ein individuelles Gepräge besitzt. Nicht weniger als 20 Spezies sind neu, weitere 12 zu ungenügend bekannt, um für stratigraphische Parallelisierungen verwertet werden zu können. Die Unterschiede gegenüber den wohlbekannten reichen Faunen der permischen Ablagerungen des Himalaya und der Salt Range sind so auffallend, daß an eine Korrelation nicht gedacht werden kann, aber die Entscheidung, ob die *Fenestella* beds dem Ober- oder Untercarbon zuzuweisen seien, bleibt zweifelhaft.

Die mächtige Serie vulkanischer Gesteine, die in Kashmir die tieferen *Fenestella* beds von den permischen Zewan beds trennt, besteht nach MIDDLEMISS in ihrer unteren Abteilung aus agglomeratischen Schiefen, in ihrer oberen aus basaltischen Lavaströmen, deren Alter leider nicht festgestellt werden kann. Wohl hatte HAYDEN im Profil von Ambersilwara eine mehrere hundert Fuß mächtige Masse von fossilführenden Kalksteinen zwischen den vulkanischen Decken eingeschaltet gefunden, aber die Fossilien — dickschalige Bivalven von indifferentem Habitus — ließen keine generische Bestimmung zu.

Sicheren Boden betritt man erst wieder in der höchsten Abteilung des Anthrakolithikums von Kashmir, den Zewan beds. MIDDLEMISS unterscheidet innerhalb derselben sechs fossilführende Horizonte, doch stehen deren Einzelfaunen in so enger Beziehung, daß die Zewan beds als eine stratigraphische und faunistische Einheit betrachtet werden dürfen. Die faunistischen Unterschiede zwischen einzelnen Zonen scheinen nur eine lokale Bedeutung zu besitzen. So macht sich ein auffallender Unterschied zwischen der dritten und vierten Zone darin geltend, daß in der ersteren (Zone des *Productus indicus*) Producti aus der Gruppe der *Semireticulati* außerordentlich häufig sind, dagegen in der letzteren (Zone der *Marginifera himalayensis*) vollständig fehlen. Aber in der höchsten Zone der Zewan beds (Lamellibranchiata-Zone) stellen sie sich neuerdings ein, so daß ihr Verschwinden in der Zone der *Marginifera himalayensis* wohl nur auf lokalen Ursachen beruht.

Schon die unterste Zone der Zewan beds (Zone der *Protoretepora ampla*) enthält eine Fauna von typisch permischem Gepräge (*Productus Purdoni*, *P. gangeticus*, *Lyttonia nobilis*, *Marginifera spinosocostata* u. a.). Die Schichten dieser Zone sind es, die nach den Untersuchungen von MIDDLEMISS am Golabgarh-Paß allmählich in die pflanzenführenden Bänke mit *Gangamopteris*, *Psymphyllum* und *Cordaites* übergehen. Diese Flora gehört einem sehr tiefen Horizont des Gondwanas, mindestens der Talchir-Stufe (SEWARD) an, nicht, wie NOETLING und KOKEN meinten, der Kaharbari-Stufe. Auch ZEILLER hält sie mit Rücksicht auf das Vorkommen

von *Gangamopteris* für älter als die Damuda-Stufe. Die Gondwana-Flora des jüngeren Talchir gehört also ohne Zweifel in das permische System.

Die Zewan beds haben im ganzen 59 Arten geliefert, die sich auf sechs Tierklassen in dem folgenden Verhältnis verteilen: Cephalopoda: 2 (darunter *Xenaspis carbonaria*), Gastropoda: 1, Lamellibranchiata: 7, Brachiopoda: 46, Anthozoa: 1, Bryozoa: 2.

Ein Vergleich der Zewan-Fauna mit den Faunen der Kuling-Schiefer des zentralen Himalaya, der Klippenfauna des Chitichun No. I und der Faunen der höheren Abteilungen des *Productus*-Kalkes des Salt Range lehrt, daß alle diese Faunen ungefähr homotax sind und derselben zoogeographischen Region zufallen. Unter 44 spezifisch sicher bestimmbareren Formen der Zewan-Fauna sind 33 identisch mit solchen aus den eben genannten Faunen. Dazu kommen noch zwei weitere permische Arten, von denen die eine (*Marginifera spinosocostata*) sich in Armenien, die andere (*Productus Waagenianus*) sich in Texas gefunden hat. Damit erhöht sich die Anzahl der permischen Elemente in der Fauna der Zewan beds auf fast 80 % aller spezifisch bestimmbareren Formen.

In den Zewan beds ist die Anzahl autochthoner Arten verhältnismäßig gering, 15 unter 44. Viel größer ist sie in den Kuling-Schiefen des zentralen Himalaya, 31 unter 57 Spezies. Von den 15 autochthonen Arten der Zewan beds sind aber 8 den letzteren und den Kuling-Schiefen gemeinsam.

An neuen Arten werden in der vorliegenden Monographie beschrieben:

a) aus dem *Syringothyris*-Kalk: *Chonetes lipakensis*, *Dielasma kanauricum*, *Spirifer Holdhausii*,

b) aus der *Penestella*-Serie: *Modiola lidarensis*, *Aviculopecten Middlemissii*, *Productus lidarensis*, *P. spitiensis*, *P. dowhatensis*, *Aulosteges percostatus*, *Derbya dorsoplana*, *Unicinella Middlemissii*, *Spirifer Middlemissii*, *Sp. Varuna*, *Camarophoria dowhatensis*, *Dielasma lidarensis*,

c) aus den Zewan beds: *Pseudomonotis Middlemissii*, *Productus narastanensis*, *Marginifera Vihiana*, *Spiriferina zewanensis*, *Spirigera Xetra*.

Diener.

## Alpine Trias.

O. Schlagintweit: Über fossilführende rhätische Mergel am Hochkalter. (Geognostische Jahreshefte 29. u. 30. Jahrg. 1916/17. München 1919. 321—323.)

Verf. hat auf dem Abstieg vom Hochkalter über den Nordgrat am Rotpalfen (2359 m) zwischen den Dachsteinkalkbänken mächtige fossilführende Mergel mit einer Lamellibranchiatenfauna vom Kössener Typus entdeckt. Das von HAHN und GILLITZER aus den Fossilfunden an der Schärtenspitze und in den Loferer Steinbergen erschlossene rhätische Alter der oberen Abteilung der Dachsteinkalke im Berchtesgadener Gebirge erfährt durch diesen wichtigen Fund eine Bestätigung. Diener.

**W. Goetel:** Das Rhät und der unterste Lias der sub-tatrischen Zone in der Tatra. (Mittel. d. Geol. Ges. Wien. 9. 1916. Wien 1917. 167—194.)

Genaue Beschreibung von Rhätprofilen mit ihrer petrographischen und faunistischen Fazies. Die einzelnen Fazies sind als Vertreter eben-sovieler bathymetrischer Stufen des Rhätmeeres aufzufassen, was im einzelnen näher begründet wird. Es finden sich rein litorale und freiere Flachwasserbildungen. Die unzähligen Übergänge und Verzahnungen der einzelnen Fazies geben ein reiches, wechselvolles Bild der Oszillationen des Rhätmeeres. Es wird dann ein Vergleich mit dem westkarpathischen, ostalpinen und Bakonyer Rhät durchgeführt. Die Grenze zum Lias ist ausführlich besprochen, und ebenso wie beim Rhät wird eine paläogeographisch-fazielle Darstellung der ehemaligen Absatzbedingungen auch zu jener Zeit gegeben.

Dacqué.

## Juraformation.

**R. Schwinner** und **F. Heritsch:** Stratigraphisches und Paläontologisches aus dem Jura der Lessinischen Berge. (Mitt. Geol. Ges. Wien. 10. 1917. 184—217. Taf. 4.)

Die Arbeit zerfällt in drei Kapitel.

I. Profile und andere Beobachtungen vom Col Santo von R. SCHWINNER.

Aus fünf Detailprofilen wird folgende Schichtreihe abgeleitet:

1. Grauer bis gelblichgrauer, wahrscheinlich etwas dolomitischer Kalk, eine Wandstufe bildend. Er ist dem Grenzdolomit Judicariens zu vergleichen.
2. Graue Kalke. Ziemlich regelmäßiger Wechsel von Kalken, Mergelkalken und Mergeln. Im unteren Teil überwiegen die Mergel, im oberen die Kalke. Etwas über der Mitte eine Lage von Hornsteinknollen. Gesamtmächtigkeit 250—300 m oder etwas mehr. Der untere Teil ist fast fossilieer, im oberen treten Austernbänke (*Lithiotis*), Lumachellen und auch Gastropoden, die aber schwer zu gewinnen sind, auf.
3. Weiße Oolithe und zoogene Kalke.
4. Gelbe Kalke, Oolithe und Crinoidenbreccien.
5. Massige, rote Kalkbänke.
6. Rote, dünn-schichtige Ammonitenkalke.
7. Weiße, dünn-schichtige Ammonitenkalke.

Gesamtmächtigkeit der Schichten 3 bis 7: 80 bis 100 m. Der weiße Oolith 3 entspricht etwa dem Oberlias.

Das Gebiet wird von mehreren Verwerfungen durchschnitten. Die wichtigsten streichen NW oder NNW. Senkrecht darauf verlaufen kleinere Querstörungen.

Die Basaltgänge der Gegend scheinen nicht aktiv an der Zerbrechung der Sedimente mitgewirkt zu haben, sondern benützten schon vorhandene



Spalten. Schwierig ist dabei freilich die Altersfrage, denn die Basalte gelten für eocän, die Verwerfungen aber für miocän.

## II. Basalte vom Col Santo von F. HERITSCH.

Kurze petrographische Beschreibung eines Nephelinites und zweier Kontaktgesteine, Aagit-Calcit-Fels und Marmor.

## III. Eine neue Tabulate aus dem Lias des Col Santo von F. HERITSCH.

Die beschriebenen Korallenstöcke finden sich in dem Gestein 3 des Col Santo-Profiles, und zwar nächst dessen Basis, in der natürlichen Stellung mit der Divergenz der Röhren gegen oben. Die Art ist neu und wird *Chaetetes Wähneri* HER. genannt. Sie steht von allen mesozoischen dem Typus der Gattung *Chaetetes radians* aus dem Kohlenkalk am nächsten.

Folgende Arten von *Chaetetes* waren bisher aus dem Mesozoicum bekannt:

*Ch. Beneckeii* HAUG aus den grauen Kalken von Roverè di Velo.

*Ch. Semseyi* VINASSA aus der Trias des Bakony. Vertritt vielleicht ein neues Genus.

*Ch. Lugeoni* JACCARD aus dem Gault der Plaine Mort (Wildstrubelkette). Zugehörigkeit zweifelhaft.

*Ch. Capri 1* und *Ch. Capri 2* DE ANGELIS aus dem Urgon von Capri.

*Ch. spec.* FRECH aus verschiedenen alpinen Triasbildungen.

Mehrere ungenügend bekannte cretacische Spezies.

Die Familie Chaetetidae zerfällt in die beiden Subfamilien Chaetetinae und Monticuliporinae. Jene besteht aus folgenden Gattungen:

*Dania* M. EDWARDS et HAIME,

*Tetradium* DANA,

*Chaetetes* FISCHER,

*Parachaetetes* DENINGER,

*Pseudochaetetes* HAUG.

Es folgt noch eine Aufzählung der Arten der Chaetetinae.

Aus seiner Kenntnis des beschriebenen Gebietes möchte Ref. zu der vorliegenden Arbeit folgendes bemerken:

Das Profil des Col Santo ist, was die Gesteinsfolge betrifft, vollkommen zutreffend. Es beginnt jedoch bestimmt nicht an der Basis des Lias, da die mächtigen, sicher noch liassischen, hellen Oolithe im Liegenden der grauen Kalke, die in den Lessinischen Alpen nirgends fehlen, gar nicht erwähnt sind. Die höheren Oolithe mit den Chaeteten dürften aus Gründen, deren Aufzählung hier zu weit führen würde, nicht dem Oberlias, sondern dem Bajocien zufallen.

Bezüglich der Basalte hat MUNIER-CHALMAS nachgewiesen, daß die eocänen Tuffe und Breccien schon aus chemischen Gründen mit der Hauptmasse der bekannten Gänge nicht in Beziehung gebracht werden können. Im Oligocän vollzieht sich eine Annäherung in der Zusammensetzung der Breccien und der Gänge, doch durchsetzen ganz ähnliche Basalte auch noch das Untermiocän. Damit entfällt wohl die von SCHWINNER hervorgehobene Schwierigkeit. (Vgl. MUNIER-CHALMAS: Études du Tithonique, du Crétacé et du Tertiaire du Vicentin [Thèse Fac. Sc. Paris 1891].)

Schließlich möchte Ref. noch auf eine ältere Arbeit von A. D'ACHIARDI aufmerksam machen, die scheinbar sowohl HAUG als HERITSCH bei ihren Untersuchungen über mesozoische Chaeteten entgangen ist: *Coralli giurassici dell' Italia settentrionale* (Atti Soc. Tosc. sc. nat. 4. 1879. p. 233). Auf p. 260—263 dieser Arbeit werden angeführt und besprochen:

cf. *Chaetetes irradians* FISCHER (soll wohl „*radians*“ heißen, da ein *Ch. irradians* bei FISCHER v. WALDHEIM nicht vorkommt). Roverè di Velo, Oolith im Liegenden der (liassischen) Landpflanzenschichten. Wohl identisch mit *Ch. Beneckeii* HAUG?

Eine *Favosites*-ähnliche, aber durch das Fehlen von Poren unterschiedene Form aus dem Pentacrinenkalk unterhalb der Schichten mit *Asp. acanthicum* von Erbezzo im Val Pantena.

*Beaumontia? Zignoi* n. sp. Nach D'ACHIARDI vielleicht auch ein *Chaetetes*. Schichten mit *Lithiotis problematica* des Mt. Alba und Mt. Rault in der Provinz Verona und der Sieben Gemeinden. Diese Form wird auch abgebildet, allerdings ziemlich mangelhaft. J. v. Pia.

F. Musper: Beitrag zur Deutung der Frage des Aufbaus des oberen weißen Jura in Schwaben. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. Stuttgart 1919.)

Verf. möchte die spongiostromidenähnlichen Bildungen (Kalkkrusten) des oberen weißen Jura nicht wie BERCKHEMER mit denen des belgischen Kohlenkalks in Parallele setzen. Bei Arnegg und Wittlingen finden sich kopfgroße Individuen von *Pseudochaetetes* HAUG, aus denen sich brauchbare Schiffe herstellen lassen und denen zweifellos eine größere Verbreitung zukommt, als bisher angenommen worden ist.

Neu ist ein den Florideen zugerechnetes Fossil, das gesteinsbildend im Brenztaloolith auftritt, aber auch an mehreren Stellen in den dichten Felsenkalken des Epsilon und im Delta festgestellt wurde. Am meisten Ähnlichkeit hat es mit *Lithophyllum* PHIL., würde aber eine Riesenform darstellen. Andere Abweichungen sind genau beschrieben, oft zeigt es Reste einer ursprünglichen Rotfärbung und wird daher *Lithophyllo-dendron rubrum* (n. g.) genannt. F. Haag.

F. Berckhemer: Der weiße Jura „Epsilon“ (Qu.). Eine petrogenetische Untersuchung. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. Stuttgart 1919. Mit 2 Taf. u. 25 Textfig.)

Von der KOKEN'schen Schule wurden Marmor, Zuckerkorn und Dolomit als Schwammbildungen bezeichnet und vom Korallenkalk getrennt, der mit

den Zetaschichten zu vereinigen sei. Dagegen hat ENGEL betont, daß die sämtlichen Schichten des weißen Jura  $\epsilon$  (QUENSTEDT) zeitlich nicht voneinander getrennt werden können, sie bildeten Riffe, zwischen denen sich das Zeta absetzte. Diese letztere Ansicht soll durch eine Reihe von Tatsachen gestützt werden, von denen hier nur die wichtigsten anzuführen sind.

Die ursprüngliche Zusammensetzung des zuckerkörnigen Kalks aus riffbildenden Organismen ist durch den Nachweis von bis jetzt im mitteleuropäischen Jura nicht bekannten Hydrozoen der Gattung *Ellipsactinia* (*E. suevica* n. sp.) erwiesen. Im Zusammenhang mit den Hydrozoenriffen ist der Dolomit auf diagenetischem Weg entstanden. Große Massen typischen Dolomits stecken völlig satt inmitten des Kalks. Der Marmor (besser dichter Felsenkalk) ist weder ausschließlich korallogen, noch vorzugsweise aus Schwämmen und Echinodermen zusammengesetzt, sondern es kommen noch Kalkalgen, Foraminiferen, Bryozoen, Mollusken, Ooide, Kalkkrusten (Spongiostromiden) und Teile aufgearbeiteten Sedimentes hinzu. Von den Ooiden unterscheiden sich Knollen, die unter Teilnahme von Girvanellen und Ophthalmidien aufgebaut sind. Die ersteren sind über die ganze Alb verbreitet, aber in einer kleineren Form, als im Kehlheimer Trümmerkalk: *G. Gumbeli* n. sp. Die Oolithe des Brenztals sind diagonal geschichtete Trümmersande, wie sie heute noch bei der Trockenlegung von Korallenriffen gebildet werden.

Ein typisches Atoll haben wir bei Nusplingen, wo sich Zuckerkornmassen um die zentrale Einsenkung mit den Plattenkalken lagern. Dort ist im Taubenloch Zeta abweichend an den Massenkalk angelagert. Die Schlucht wird als Gezeitenkanal aufgefaßt, der als tiefe Rinne in die Lagune hineinreichte. So konnten sich Zetaschichten an die angeschnittenen Delta- und Epsilonfelsen ohne Übergang anlagern. Da der zuckerkörnige Kalk in ganz geringer Mächtigkeit dem Jurakalk (ringförmig) aufgesetzt ist, so wird an eine Atollbildung im MURRAY'schen Sinn gedacht, bei der die Organismen im Zentrum wegen Nahrungsmangel absterben und deren Trümmer durch Strömungen entfernt werden. Für die Erkenntnis des Rifforganismus ist das fossile Riff von großer Bedeutung, weil wir hier Querschnitte haben.

F. Haag.

---

Dake, C. L.: The horizon of the marine Jurassic of Utah. (Journ. of Geology. 1919. 27. 634—647.)

Lee, W. T.: Type Section of the Morrison Formation. (Am. J. Sci. 49. 183—188. New Haven 1920.)

Mook, Ch. Cr.: A study of the Morrison Formation. (Ann. N. Y. Ac. Sci. 27. 39—191. 6 Taf. 1916.)

---

## Kreideformation.

J. P. J. Ravn: De marine kridtaflejringer i Vest-Grønland og deres fauna. (Meddel. om Grønland. 56. 311—366. Mit 5 Taf. 1 Kartenskizze. 1 Textfig. 1918.)

Längs den Küsten von Disco und der Nugsuak-Halbinsel finden sich mächtige Sandstein- und Schieferlager, welche Kohle enthalten. GIESEKE hat 1878 auf die darin enthaltenen pflanzlichen und tierischen Einschlüsse hingewiesen. STEENSTRUP hat 1872 und 1878—80 die Küsten der Weigatstraße bereist, die Lagerungsverhältnisse 1883 dargestellt, während zugleich HEER die Pflanzen eingehend beschrieb und DE LORIOI eine Liste der marinen Tierreste gab. Während HEER die Pflanzen auf drei Stufen der Kreideformation und das Miocän verteilte, sah DE LORIOI in den Ablagerungen von Kookangnertunek, Niokornat, Ata und Patoot Äquivalente der Fort Pierre group und Fox Hills group, worin ihm STANTON und RAVN beistimmen.

Das reiche Material, das STEENSTRUP, PFAFF, HENDRIKSEN, A. HEIM und Verf. im Mineralogischen Museum zu Kopenhagen niedergelegt haben, hat RAVN einer Bearbeitung unterzogen. Von den 54 Formen ließ ein Drittel nur eine Gattungsbestimmung zu. *Hemiaster Humphreysanus* M. et H. und ein Teil der Bivalven, Scaphopoden und Gastropoden deckt sich mit von MEEK aus der Montana group beschriebenen Formen. Neu sind *Pecten striatissimus*, *P. Pfaffi*, *P. ignoratus*, *Modiolaria (?) glabra*, *Limopsis Rinki*, *Axinus de Lorioli*, *Lucina Pfaffi*, *Dentalium grönländicum*, *Cadulus grönländicus*, ? *Margarita Steenstrupi*, *Atlanta primigenia*, *Bulla grönländica* und *Cylichna rugosa*, wozu die bisher in Abbildung unbekanntenen *Inoceramus Steenstrupi* DE LOR., *I. patootensis* DE LOR., *Pecten ataënsis* DE LOR. und ? *Tellina Steenstrupi* DE LOR. kommen.

Joh. Böhm.

J. P. J. Ravn og Th. Vogt: Om en blok av Neocom fra Hanø i Vesteraalen. (Norsk Geol. Tidsskrift. 3. 31 p. 1 Karte. 2 Taf. 1915.)

Auf Brottöen nahe Hanø in der als Westeraalen bezeichneten Inselgruppe bei Norwegen fand VOGT ein Geschiebe aus groben, meist scharfkantigen Sandkörnern und mehr oder weniger abgerundeten Geröllen von rötlichem Biotitgranit, Granitaplit, Syenit, Gabbro, Amphibolit und Glimmer-Hypersthen-Diorit. Letzterer ist bisher nur von Langö in Westeraalen bekannt, könnte jedoch, da die geologische Aufnahme der Inselgruppe noch nicht durchgeführt ist, auch von anderen Stellen herkommen. Mit den eingehend von VOGT beschriebenen Geröllen fanden sich nach RAVN 12 Bivalven, die sich im westeuropäischen Neocom (Hauterivien, Barrémien) wiederfinden. Die Ablagerungen, von denen das Geschiebe herrührt, sind sonach in einem Meere abgesetzt worden, das in offener Verbindung mit

dem Neocommeere Westeuropas stand. Wahrscheinlich rührt das Geschiebe aus einem bisher unbekanntem Neocomgebiet in Westeraalen (Langöen oder Andöen) her und ist durch Treibeis an die jetzige Fundstelle gebracht worden.

Joh. Böhm.

---

**A. Jentzsch:** Über das örtlich beschränkte Vorkommen diluvialer Cenomangeschiebe. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 68. Sitz.-Ber. 92—94. 1916.)

Die Verbreitung cenomaner Geschiebe in Ost- und Westpreußen deutet darauf hin, daß das Cenoman im Untergrund daselbst ansteht. In der Provinz Posen wurde es bei Sietetz in 653—657 m Tiefe erbohrt. Das Cenomanmeer muß nordwärts bis zur jetzigen Ostsee und bis zum Breitengrade von Tilsit, südwärts bis jenseits des 53.<sup>o</sup> n. Br. gereicht haben. Während einzelne Gegenden (Danzig, Marienwerder, Pr. Stargard) sich durch Häufigkeit an Cenomangeschieben auszeichnen, zeigen andere keine oder nur vereinzelte Funde. In der Mitte Ostpreußens scheint die Stufe zu fehlen, in der Heilsberger Tiefbohrung liegt Emscher auf Kimmeridge.

Wie für die cenomanen Geschiebe, so würde die Anhäufung von Geschieben anderen Alters an gewissen Stellen wichtige Aufschlüsse über Bewegungsrichtungen des Eises wie über den anstehenden Untergrund der nördlichen Herkunftsgegenden geben.

Joh. Böhm.

---

### Tertiärformation.

**K. A. Weithofer:** Die Oligocänablagerungen Oberbayerns. (Mitt. d. Geolog. Ges. in Wien. 10. 1917. Heft 1 u. 2. 125 p. 2 Taf. 1 Textfig.)

Diese Arbeit stellt in sehr eingehender Weise alles zusammen, was sich auf den jetzigen Stand unserer Kenntnisse hinsichtlich der braunkohlenführenden Oligocänbildungen Oberbayerns bezieht, und bildet den groß angelegten Versuch, eine Reihe von damit in Verbindung stehenden Problemen einer weiteren Lösung entgegenzuführen.

Besonders eingehend ist der historische Teil gehalten, welcher in 14 Seiten vom Ende des 18. Jahrhunderts bis zur Gegenwart alles zusammenstellt, was auf die Kenntnis dieser Gebilde irgendwelchen Bezug haben könnte.

Hinsichtlich des stratigraphischen Teiles wird besonders betont, daß die zwischen die untere marine Molasse und die Cyrenenschichten sich einschiebenden Konglomerate der Bausteinzone sich aus vorwiegend quarzigen Gesteinen zusammensetzen, neben denen allerdings auch Granite, Gneise und Glimmerschiefer auftreten. Diese Gesteine sollen einem jetzt verschwundenen Aufbruche der vindelicischen Masse, der wahrscheinlich im Süden des Gebietes lagert, entstammen. Besonderer Nachdruck wird

auf die vom Verf. schon 1899 entdeckten Promberger Schichten gclcgt, welche als marine Einschaltung innerhalb der Cyrenenschichten erscheinen und im wesentlichen die Fauna der unteren marinen Molasse auf einem wesentlich höheren Niveau unverändert wiederholen. Die Kohlenflöze innerhalb der Cyrenenschichten sind an Süßwasserbildungen geknüpft und daher für den Verf. autochthoner Entstehung. Die bunte Molasse, und zwar die ältere wie die jüngere, beide fast ausschließlich mehr im Westen entwickelt, werden als Land- bzw. Süßwasserbildungen aufgefaßt. Das Vorherrschen dieser bunten Molasse im Westen und der allmähliche Übergang in die Cyrenenschichten etwa in der Gegend des Hohen Peissenberges, wie ihn Verf. in einem sehr instruktiven Profile auf p. 65 schildert, beweist, daß die Meeresverbindungen der Molasse niemals nach Westen, sondern nur nach Osten gesucht werden können. Zur Stütze für diese auf rein stratigraphischem Wege gewonnenen, im übrigen wohl bereits ziemlich allgemein angenommenen Anschauungen werden die Gebiete des Rhône- und Rheingebietes einerseits, wie die Tertiärablagerungen Ungarns, Siebenbürgens und der südlichen Steiermark (Trifail und Sagor) eingehender verglichen.

Was den tektonischen Aufbau der oligocänen Molasse anlangt, so ist diese nach Verf. „in dem langen, nur wenige Kilometer breiten Streifen, den sie am Nordalpenrande einnimmt, in intensive ostweststreichende Falten zusammengeschoben. Ihr wahres Liegende ist dabei nirgends bekannt geworden. Die südliche Begrenzung gegen das Alpengebirge, sowie die nördliche gegen das vorliegende jüngere Tertiärland sind große Längsstörungen, das Nebeneinander beiderseits derselben daher kein ursprüngliches“ (p. 101). Die Begrenzung nach Süden ist nur an einer Stelle in dem über 1000 m langen Stollen des unterirdischen Zementsteinbruches Marienstein südlich von Schaftlach aufgeschlossen und lagen darüber bereits eingehende Beobachtungen von GÜMBEL aus dem Jahre 1888 und durch v. AMMON von 1894 vor. Nach der Auffassung des Verf.'s wäre der Komplex, in welchem die Molasse an die eigentlichen Voralpengesteine grenzt, nur das Arbeitsprodukt der großen südlichen Grenzstörung, die in ihm vorkommenden Nummulitenbänke nur eingemengte Trümmer, die Gesteine völlig zerdrückt, verquetscht und ausgewalzt. Von einer Überschiebung der alpinen Gesteinsschicht über die Molasse läge hier nicht die geringste Andeutung vor. „Alles macht den Eindruck, daß die von Süden andringenden alpinen Massen die Molasse bloß vor sich hergeschoben hätten, nicht aber das letztere von ersterer überwältigt und überfahren worden wäre.“ Dagegen liegt im Norden in der großen Störungslinie, an welcher Trümmer aller möglichen benachbarter Schichten wirt durcheinander geworfen scheinen, eine deutliche Überschiebung vor, wie dies zumal in der Grube Penzberg festgestellt werden konnte. Ein normaler Kontakt zwischen der oberen Süßwassermolasse des Oligocäns und den darauffolgenden miocänen Schichten, wie er früher allgemein angenommen wurde, ist nach der Auffassung des Verf.'s nicht vorhanden. An den einzigen Stellen, wo man diese Berührung unmittelbar beobachten kann, am

großen Wasserstollen des Leizachtales, wie am Kaltenbach bei Dettendorf liegt eine durch eine Störung bedingte diskordante Lagerung zwischen den beiden Schichtenverbänden vor. Als Widerlager, an welchem sich die durch den Alpenschub zusammengepreßten Oligocänschichten stauten, nimmt Verf. mit GÜMBEL das alte Vindelicische Gebirge an. Dieses muß den Südstrand des Molassemeeres gebildet haben, welches ursprünglich, wie ein Ausebnen der zusammengeschobenen Schichten berechnen läßt, 10—12 km weiter nach Süden gereicht haben muß. An seiner südlichen Abdachung haben sich die Sedimente der Kreide, der eocänen und unteroligocänen Periode abgelagert und im Mitteloligocän zur Zeit des Einbruchs der oberrheinischen Ebene etwa wäre hier durch einen ähnlichen Vorgang ein Grabenbruch mitten durch das Vindelicische Gebirge erfolgt und hätte dadurch die Rinne für die Aufnahme dieses Mitteloligocänmeeres gebildet, während ein nördlicher und ein südlicher Teil stehen geblieben wäre. Der südliche Strand des Vindelicischen Gebirges wäre durch den großen Alpenschub von den herandrängenden Gebirgsmassen überwältigt in die Tiefe versunken; „über ihn hinweg drängten die alpinen Massen, die Kreide, eocäne und unteroligocäne Gebilde des Alpenrandes vor sich herschiebend, gegen die Molasseablagerungen an, preßten sie zusammen bis zu dem unterirdisch stehengebliebenen, durch die miocänen Bildungen verdeckten nördlichen Urgebirgsrücken, schoben sie schließlich auch noch auf diesen teilweise hinauf (unsere nördliche Grenzstörung oder Überschiebung), wobei die jenseits dieser Überschiebung zunächst gelegenen miocänen Schichten schleppungsweise noch steil aufgerichtet wurden, selbstredend aber nur auf geringe Erstreckung, worauf weiter gegen Norden die ursprünglich horizontale Ablagerung im großen und ganzen nicht mehr gestört wurde“ (p. 120). Was die Massen anlangt, welche die Molasse vom Untergrund aufgetürmt und vor sich hergeschoben haben, so hält hier Verf. Überschiebungen im Sinne der Deckentheorie für ausgeschlossen. Der Vorgang könne sich ebensowohl durch Decken als durch autochthone Gebirgsteile erklären lassen. „Die Berührung der bayrischen Molasse mit dem Alpenrand dürfte daher überhaupt nicht geeignet sein, etwas zur Lösung alpiner Deckenfragen beizutragen. Sie verhält sich dazu ganz indifferent“ (p. 124).

Ref. hält sich, nachdem er sich bemüht hat, des Verf.'s nicht immer ganz leicht verständliche Anschauungen rein objektiv wiederzugeben, abschließend doch zu der Bemerkung verpflichtet, daß er hinsichtlich der Altersfrage der südbayrischen Molasse nicht ganz überzeugt wurde. Wie Verf. dies zwar nirgends klar ausspricht, wie dies aber überall zwischen den Zeilen hervorleuchtet, kehrt er zu der alten GÜMBEL'schen Anschauung zurück und betrachtet die Molasse als mitteloligocän, während doch insbesondere durch W. WOLFF ihr oberoligocänes Alter klar bewiesen wurde. Sie ist also für Verf. ein Äquivalent der Meeressande des Mainzer Beckens, während WOLFF in ihr ein Äquivalent der Sande von Kassel und Bünde und des *Pectunculus*-Sandsteines von Nordwestungarn sieht. Solange aber die Beobachtungen WOLFF's nicht widerlegt wurden — und

dazu hat Verf. nicht den leisesten Versuch unternommen — solange müssen sie für die Wissenschaft bestehen bleiben. Dieser Unterschied in der Altersfrage ist von hoher theoretischer Bedeutung deshalb, weil die ganzen Beziehungen des Molassemeeres nach Westen wie nach Osten sich dadurch sehr wesentlich ändern. So können z. B., sobald die untere marine Meeresmolasse nicht mittel- sondern oberoligocän ist, die mitteloligocänen Cyrenenschichten des Graner Beckens kein zeitliches Äquivalent sein der gleichartigen Formation am Alpenrande. Über dies Problem und die damit zusammenhängenden hat sich W. WOLFF<sup>1</sup> und hat sich auch Ref. an anderer Stelle<sup>2</sup> eingehender geäußert, und man ist etwas überrascht, in den sonst hinsichtlich der Literatur so überaus sorgfältigen Darlegungen des Verf.'s keinerlei Erwähnung, geschweige Diskussion, dieser mit seinen Anschauungen in Widerspruch stehenden Resultate und Erwägungen zu finden.

Oppenheim.

## Quartärformation.

M. Sauramo: Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. (Bull. Comm. geol. Finlande. 50. Helsingfors 1918. 44 p. 4 Taf.)

Nach der DE GEER'schen Zählungsmethode, welche davon ausgeht, daß im Bänderton die grauen und grobkörnigeren Massen der Sommerzone entsprechen, die dunkleren feinkörnigeren der Winterzone, wurden die Untersuchungen in der Landschaft Nyland und im südöstlichen Län Tavastehus ausgeführt. Der Eisrückzug hat hier 1522 Jahre gebraucht, aber nicht gleichmäßig, sondern mit starken Schwankungen, was auf den Karten recht deutlich zu erkennen. Eine scharfe Grenze bildet der äußere Salpausselkä mit dem südwestlich anschließenden Lohjanselkä. Mit der Stelle jener Randose begann eine Reihe von Stillständen, die viele Jahrhunderte währten.

Es läßt sich daher gut ein südöstliches Küstengebiet und das Gebiet der beiden Salpausselkä unterscheiden. Im ersteren fand der Rückzug ziemlich rasch statt.

Der Rückzug hat sich auf 1000 Jahre verteilt und alle Stillstände zusammen haben mehr als 500 Jahre gedauert. Dabei ergab sich weiter, daß der Rückzug des Eisrandes unmittelbar nach einem Stillstand und nach einem langsamen Rückzug am größten war.

„Fernkonnexionen“, die Verbindung mit weit voneinander liegenden Beobachtungsorten, ergaben eine gute Übereinstimmung mit den südostschwedischen, die auf einem Kärtchen gezeichnet ist. E. Geinitz.

<sup>1</sup> Palaeontogr. 43. 1897. 223 ff.

<sup>2</sup> Dies. Jahrb. 1913. Beil.-Bd. XXXV. 581 ff.



**J. Leiviskä:** Der Salpausselkä. (Fennia. 41. 388 p. 148 fotogr. Abbild., 434 Prof., 20 Karten. Helsingfors 1920.)

Der berühmte Endmoränenzug Finnlands Salpausselkä findet eine monographische Beschreibung mit zahlreichen schönen Abbildungen, Profilen und Karten. Zunächst kommt die Einzelbeschreibung des äußeren und inneren Salpausselkä, seines Verlaufs und der Beziehungen zur Topographie der Umgebung.

Der innere Bau zeigt verschieden grobe Sande, Kies und abgerundete Steine in Schichten verschiedener Mächtigkeit und Verteilung: auf der Proximalseite herrschen meist steinige Schichten und Blöcke vor, auf der Distalseite feinere: nahe der Oberfläche geht die Schichtung verloren. Das Oberflächenmaterial: weit verbreitet ist der Sand (Heidesand), primär in mächtigeren Schichten, oder beim Aufsteigen des Meeres umgearbeitet, oder Dünen sand. Auch Ton findet sich bisweilen. Sehr verbreitet sind Gerölle und Blöcke, Gürtel und Wälle, breitere Steinäcker und Geröllabhänge oder Oberflächenpflasterung bildend. Bei Unterbrechungen des Verlaufs erscheint auch wohl der Felsuntergrund als „Felsenhülle“.

Die Hauptform des Salpausselkä ist der Rücken (selkä = Rücken), und zwar kommen vor schmale, breitscheitelige und Plateaurücken, ferner Hügel, das Plateau und Gruben- und Hügellandschaft. Auf der Karte treten auch die zahlreichen Oszüge deutlich hervor als typische Längsöse, (gleichsinnig mit den Schrammen, ziemlich senkrecht auf den Salpausselkä laufend). Sie endigen teils am inneren Salpausselkä, teils stoßen sie bis zum äußeren vor oder setzen noch darüber hinaus.

Auch ausgestreckte Oszungen kommen vor.

Die Abhänge des Salpausselkä und ihre Terrassen- und Wallbildungen: Die größte Steilheit beträgt 30—40° und findet sich nur in den Proximalgebieten und an den Hängen der Gruben und Gräben. Ihrer Bildung nach zerfallen die Abhänge in Akkumulations- und Erosionsabhänge. Die Abhänge sind meist ungleichmäßig und bilden Steilabstürze, Terrassen und Wälle, besonders treten sie auf der Proximalseite auf (Profile erläutern die Einzelvorkommnisse). Terrassen sind außerdem an den Ufern der Binnenseen, sowie als marine Terrassen entwickelt, wozu auch Geröllwälle gehören. Endlich werden noch Pseudoterrassen erwähnt.

Die Entstehung des Salpausselkä: Der Salpausselkä war als „Queros“ bezeichnet worden, sein fluvioglazialer Ursprung mit den Theorien über Osbildung erklärt. Verf. zeigt, daß er nicht durch die Deltatheorie erklärbar ist, daß er nicht durch subglaziale Bodenströme ausgebildet worden sein kann. (Hier beachtenswerte Diskussion der Osfrage.)

Allerdings haben Salpausselkä und Längsöse außer dem gleichen Baumaterial auch manche Formeigentümlichkeiten gemeinsam. Zur Bildung der Schichtung bedarf es keiner besonderen Schmelzwasserströme, sondern die Schichtung beruht nur darauf, daß das Schuttmaterial im Eise eingeschlossen gewesen ist. Die Abrundung der Steine in den Osen beruht auf der verschiedenen Erosions- und Transportarbeit des Inlandeises selbst. Der Salpausselkä ist eine Randbildung des Inlandeises, entstanden während eines

längeren Stillstandes. Sein Material muß im Eis verfrachtet worden sein, das größte Material ist unmittelbar am Rande des Eises liegen geblieben (daher der proximale Teil durchweg aus groben Stoffen aufgebaut). Auch das Vorkommen der großen Blöcke erklärt sich damit: die kantigen und großen Blöcke stammen aus der letzten Phase der Gletschertätigkeit.

Die ebenen Plateauflächen sind keine Deltabildungen von Bodenströmen, sondern submarin gebildet; sie zeigen im großen und ganzen die Grenze an, über die sich die effektive Einwirkung des Meeres nicht erstreckt hat.

Zur Erklärung der Ursachen des längeren, zweimaligen Stillstands im Eisrückgang (wobei Verf. die geochronologische Arbeit SAURAMOS kritisiert) genügt nicht die Annahme vermehrter Schneeniederschläge im Zentralgebiet und anderer klimatischer Schwankungen, sondern Verf. nimmt eine geographische zu Hilfe: am Platze des Salpausselkä bestand in der Abschmelzperiode eine deutlich ausgeprägte rückenförmige Grenzzone zwischen dem tiefen und dem seichten Wasser. Es war also eine natürliche Grenze, welche Veränderungen in den Bewegungs- und Abschmelzverhältnissen des Eises veranlassen mußte.

E. Geinitz.

**V. Hohenstein:** Die Löß- und Schwarzerdeböden Rhein Hessens. (Jahresb. d. Oberrh. geol. Ver. 1920. Mit 4 Textfig.)

Von den Ergebnissen sei hier mitgeteilt:

Eine Gliederung in älteren und jüngeren Löß hat sich bisher noch nicht einwandfrei durchführen lassen, ist aber wahrscheinlich. Der Löß ist der Träger und das Muttergestein der hier weit verbreiteten Lößböden, wie auch der Schwarzerde, die beide als klimatische Böden aufzufassen sind. Die rheinhessischen Lößböden werden als in Abtragung begriffene Schwarzerdeböden aufgefaßt, welche hier nur auf Löß vorkommen. Beide Bodenarten sind durchweg kalkhaltig. Als Grund dafür wird die von jeher bestehende Waldfreiheit und die geringe Regenhöhe angeführt. Auch die begrabenen Schwarzerdeböden sind als einstige Oberflächenböden erwiesen.

Die rheinhessische Schwarzerde ist als Reliktboden eines trockenen kontinentalen Steppenklimas aufzufassen, das nach der Bildung des Lösses an der Wende von Diluvium zum Alluvium geherrscht hat. F. Haag.

**R. Oberdorfer:** Über den Sundgau-Deckenschotter. (Jahresb. d. Oberrh. geol. Ver. 1920. Mit 1 Taf. u. 3 Abbild. im Text.)

Die Tafel enthält 3 Profile, mit deren Erläuterung die Arbeit abschließt. Zur Gewinnung der Profile sind Bohrungen mit Handbohrern ausgeführt worden, die den Lehm zwar leicht, den Deckenschotter aber nur schwer zu durchdringen vermochten. Die Arbeit ist im Felde ent-

standen, wo es wichtig war, die meist im Lehm angelegten Unterstandsbauten trocken zu bekommen; dies war möglich, wenn man sie in den Deckenschotter hinein entwässerte. Die sich über mehrere Blätter der Preuß. Landesaufnahme erstreckenden Untersuchungen ergaben eine Zunahme des Deckenschotters von Ost nach West und ein Gefäll in nordwestlicher Richtung; in dieser Richtung hat die tertiäre Unterlage eine Senkung erfahren. Eine Erosionsrinne hat sich vor der Lehnablagerung gebildet; sie zeigt, daß das Fallen der Deckenschottertafel schon bald nach ihrer Entstehung eingesetzt hat.

F. Haag.

**R. Ewald:** Die Fauna des Kalksinters von Adelsheim. (Jahresb. d. Oberrh. geol. Ver. 1920.)

PLATZ (1869) hat das Lager aus geologischen Gründen für sehr jung gehalten. Das nämliche Resultat ergibt die Betrachtung der Fauna. Sie läßt keinen eindeutigen Schluß zu, aber die größte Wahrscheinlichkeit für ein dem heutigen ähnliches Klima besteht. Das Lager wird von keinen jüngeren Ablagerungen bedeckt und trägt kaum eine Verwitterungsrinde. Es handelt sich um ein „ziemlich jungalluviales Alter“.

F. Haag.

**D. Geyer:** Die Mollusken des Cannstatter Sauerwasserkalks. (Jahresb. d. Oberrh. geol. Ver. 1920.)

Die Ergebnisse der eingehenden Untersuchungen sind:

1. Die Mollusken des Sauerwasserkalkes berechtigen nicht zur Annahme eines Klimawechsels während der Ablagerungszeit.
2. Die verschiedene Zusammensetzung der Fossilbänke der zahlreichen Aufschlüsse erklärt sich aus örtlichen, ökologischen Zuständen.

F. Haag.

**O. Ampferer:** Über die Aufschließung der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck. (Zeitschr. f. Gletscherkunde. 8. 1914. 145—159. Mit 6 Zeichnungen im Text und 4 Photographien.)

Die Diskussion der Eiszeitprobleme auf dem Deutschen Geographentage Pfingsten 1912 zu Innsbruck hat die Bedeutung der Höttinger Breccie neuerdings hervorgekehrt. Durch die Lage im Innern der Alpen erlangt die Höttinger Breccie mit ihrer Flora für die Frage der alpinen Interglazialzeiten eine Kompetenz wie kein anderes Vorkommen. Andererseits hat jene Diskussion alten Bedenken gegen die vorherrschende interglaziale Deutung der Höttinger Breccie und ihrer Flora neuen Ausdruck verliehen.

Ohne im übrigen neue Gesichtspunkte oder irgendwelche Klärung zu bringen, zeitigte die Besprechung den Erfolg, daß jetzt tatsächlich die — erstmals schon 20 Jahre früher angeregte — Schaffung künstlicher Aufschlüsse in Angriff genommen wurde. Es wurde hierzu die Stelle gewählt, wo im östlichen Weiherburggraben Moräne unter die Breccie hineingreift, nach dem oberflächlichen Befunde aber die Möglichkeit seitlicher Einpressung offen blieb. Hier wurde an der Basis der Breccie 20 m weit etwas absteigend ein Stollen vorgetrieben. Dieser Stollen erschloß nun folgende Verhältnisse.

In der ganzen Stollenerstreckung wird die Breccie von der Moräne unterlagert. Die Bänke der Breccie liegen annähernd horizontal, der Hauptmasse nach ist es gelblichgraue, fest verkalkte Breccie. Am Stolleneingang werden noch konkordant darunter liegende, locker verkalkte rötliche Breccienpartien angefahren, die im oberflächlichen Ausstrich nach Westen hin an Mächtigkeit gewinnen und eine Zone zähen roten Lettens zwischen sich schließen. Die Unterfläche der Breccie steigt bis zu dem wenig innerhalb der Mitte der Stollenstrecke gelegenen Scheitelpunkt an, dann wieder auf gleiche Höhe wie am Stolleneingang ab. An dem Hohlraum schneiden die flach liegenden Breccienbänke fortzu ab, ihre Ausstriche staffeln die sonst annähernd glatte, nicht irgendwie höhlenmäßige Unterfläche der Breccie. Fast der ganze Hohlraum wird von der Moräne erfüllt. Es ist Grundmoräne mit geschrammten und zentralalpinen Geröllen; und zwar in unteren Lagen typische, gelbliche, ungeschlemmte lehmige Grundmoräne, in oberen Lagen hingegen hellere, weißlichgraue, geschiebereichere, stellenweise ziemlich stark ausgewaschene und dann kiesige Moräne (gekritzte Geschiebe jedoch bis zu oberst). Beiderlei Moränenfazies sind scharf gegeneinander abgegrenzt an einer leicht gewellten, etwas bergwärts sinkenden Fläche, an einer Stelle zeigt sich gegenseitige Verzahnung. Von einer Vermischung beider Moränenfazies oder Breccieinschlüssen in der Moräne fehlt jede Spur. Zwischen Moräne und Breccie ist fast durchaus eine 5—10 cm dicke, in sich meist fein geschichtete Lage eines gelblichen, sandigen Lehms („Streifenlehm“) ausgebildet, die sich sowohl gegen die (hangende) Breccie als auch gegen die (liegende) Moräne selbständig erweist. Die Breccienlagen schneiden daran schräg ab, die Moräne ist nach Struktur und Material scharf davon getrennt. Rostige Lagen bewirken in dem Streifenlehm eine feine Bänderung, die parallel den Grenzflächen verläuft. AMPFERER faßt diesen Streifenlehm als lößähnliches äolisches Sediment auf, das in der Zeit vor Ablagerung der Breccie auf der in letzter Linie durch Erosion geschaffenen Moränenform zum Absatz kam. Die nachfolgende Überdeckung mit der Breccie wäre zwar verhältnismäßig rasch, doch „nicht allzu gewaltsam“ vonstatten gegangen, es fand sich keine Stelle, „wo etwa gröbere Trümmer von oben in die liegende Grundmoräne hineingestoßen worden wären“, „nicht einmal die dünne Haut des Streifenlehms ist dabei verletzt worden“.

Diese Befunde machen die Annahme einer „Hereinpressung“ der Moräne unter die Breccie oder einer nur sekundären (durch Breccien-

abrutsch o. dgl. bewirkten) Überlagerung durch die Breccie — Ref. schließt sich dem Urteile des Verf.'s an — unmöglich.

Im Anschlusse behandelt AMPFERER einen anderen Einwand gegen die übliche Deutung der Höttinger Breccie, daß nämlich die Breccie im östlichen Weiherburggraben — die dort von Moräne unterlagert wird — nicht dieselbe sei wie jene am Roßfallahner im Höttinger Graben, wo die maßgebenden Pflanzenreste gefunden wurden. Im Sinne dieses Einwandes wäre letztere, die sog. „obere, weiße“ Breccie (mit *Rhododendron Ponticum* und *Buxus sempervirens*) älter, präglazial, als die „untere“, von Werfner Sandstein stellenweise „rote“ Breccie. AMPFERER zeigt an Hand eines Profiles durch die Mühlauer Klamm, daß im Falle der Höttinger Breccie die Gehängeverschüttung von unten bergaufwärts vorgeschritten ist, d. h. daß die orographisch tiefst liegenden Partien zugleich die stratigraphisch untersten sind, also absolut die Breccie im Weiherburggraben die ältere sei; eine wesentliche Altersverschiedenheit innerhalb der Breccie indes lasse sich nicht wahrscheinlich machen, wenn schon die Verschüttung durch lange Zeit anhielt; insbesondere aber gehe aus den gleichen Gründen nicht an, die Sohle des Inntals zur Zeit der Ablagerung der „oberen“ Breccie um 1000 m höher anzunehmen als heute.

Auf Grund von Betrachtungen über die Höhe und Steilheit der Grundgebirgshänge, wie sie vor der Verschüttung bestanden, kommt AMPFERER zur Annahme eines ariden, warmen und trockenen, Klimas für die Zeit der Breccienbildung mit nur zeitweisen heftigen Niederschlägen, denen die flachausgebreiteten Breccienlagen in orographisch tieferen Partien entsprächen, und Tümpelbildungen, auf die die feinen Zwischenlagen zwischen den Breccienbänken zurückgingen. Auch die sonst im Inntal verbreiteten — von AMPFERER studierten — Gehängebreccien deuteten in diese Richtung. Einhüllung des Grundgebirges in seinen Schutt zufolge eines Klimas, des- en Niederschlagsmenge zur Weiterbeförderung des Schuttes nicht ausreichte.

**Klebersberg.**

**G. Gürich:** Der Geologensteig und der Versuchsstollen im Weiherburggraben bei Innsbruck. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 563—564)

GÜRICH hält die alte Annahme aufrecht, daß die Liegendmoräne in Hohlformen unter der bereits präexistierenden Breccie hineingepreßt worden sei. Zuerst wäre bis in den innersten Winkel der Hohlkehle Moräne eingepreßt worden. über ihr wäre unter dem Brecciendache ein restlicher Hohlraum freigeblieben und in diesen dann mehr nach innen zu Sande — das soll offenbar der Streifenlehm sein —, nahe dem Außenrande Schotter abgelagert worden.

Die Annahme einer Hineinpressung muß nach den Aufschlüssen des Stollens als völlig unmöglich bezeichnet werden, sie ist darum auch von ROTHPLETZ (s. u.) aufgegeben und in eine solche der „Einschwemmung“ modifiziert worden. Die Auffassung des Streifenlehms und Angabe betreffs

Schotter reimt sich nicht ganz mit dem im Stollen erschlossenen Sachverhalt zusammen. Die reale Basis der Argumentation für das Präexistieren der Breccie ist der Einwand, daß sich die Breccie nicht auf einen „Kegel von lockerem Sand, der die Bedeckung der Grundmoräne bildete, ablagern hätte können, ohne diese Unterlage zu zerstören“.

Klebensberg.

**A. Rothpletz:** Die künstlichen Aufschlüsse unter der Höttinger Breccie bei Innsbruck und ihre Deutung. (Pet. Mitt. 1915 92—95, 138—143. Mit 2 Profilen.)

ROTHPLETZ geht von der eigentümlichen Umfassung der Moräne durch die überlagernde Breccie aus, deren Bänke bei horizontaler Lage scharf und unvermittelt am Kontakt mit der Moräne enden, ohne irgendwelches Material aus der Moräne in sich zu schließen, und greift zunächst AMPFERER's Deutung des Streifenlehms an. Der Wind arbeite nicht derart, daß durch ihn eine allseitig geschlossene, gleichmäßige und der Unterlage parallel geschichtete Lößdecke über einer Bodenerhebung abgesetzt werden könnte, insbesondere nicht in so steiler Stellung, wie das lokal im Stollen erschlossen wurde. ROTHPLETZ fragt weiter, wie es möglich gewesen sein soll, daß sich der Moränenhügel bei der Ummantelung mit dem Breccienschutt ganz unversehrt erhalten hätte, daß nicht mindestens der dünne Lehmüberzug verletzt worden wäre, daß sich Breccienschutt nirgends in die Moräne und den Lehm eingepreßt und mit ihm vermischt habe; daß sich keinerlei Spuren der Verwitterung an der Oberfläche des Moränenhügels zeigten und jegliche Wurzelröhrchen der Vegetation fehlten, welche den Streifenlehm auf dem Moränenhügel allenfalls festgehalten hätte.

Aus diesen Gesichtspunkten heraus kommt ROTHPLETZ zum Schluß, daß die Moräne sekundär unter die Breccie gelangt sei, wenn schon nicht durch Vorrutschen höherer Breccienpartien oder seitliche Einpressung, so doch durch Einschwemmung von der Breccienoberfläche her in einen Hohlraum unter ihr. Letzterer sei, nicht höhlenunähnlich, ausgewaschen worden im unterirdischen Lauf von Sickerwässern, die durch Klüfte und Strudellöcher (als solches wird der „Schacht“ gedeutet, der nach anderer Auffassung von einem Wurzelstock herrühren soll) an die Basis der Breccie gelangten. Als dieser Höhlenfluß durch spätere Erosion von außen angezapft und abgeleitet wurde, wäre dann auf gleichen Wegen die Moräne eingeschwemmt worden, erst die tonreichere gelbliche, dann die tonärmere weißlichgrane und endlich in dem zwischen Moräne und Breccie noch freigebliebenen, z. T. erst durch Zusammensitzen der Moräne entstandenen Rann durch schwache Grundwässer der Streifenlehm zum Absatz gebracht worden.

Anschließend an diese Deutung des Stollenprofils behandelt ROTHPLETZ auf paläontologischer Grundlage die stratigraphische Stellung der Höttinger Breccie. Er unterzieht zu diesem Zwecke die für einen Vergleich in Betracht kommenden spättertiären bis „interglazialen“ Floren von Pianico, Leffe,

Induna (bei Varese), Pontegana (westlich Leffe), Val d'Arno (Toscana), Meximieux (östlich Lyon), dem Frankfurter Klärbecken, von Chalón-St. Cosme im Saônetales und dem englischen Forestbed. ROTHPLETZ kommt dabei zum Schlusse, daß auf Grund der Vermischung pliocäner Typen mit noch heute lebenden die stratigraphische Stellung aller dieser Floren an der Grenze zwischen Pliocän und Quartär sei. Demnach wäre die Höttinger Breccie in einem Zeitabschnitt zur Ablagerung gekommen, „der die pliocäne und diluviale Zeit miteinander verband“, es stünde somit „vollkommen frei, sie als jungpliocän oder als altdiluvial zu bezeichnen. In beiden Fällen wird an ihrer Einordnung in die Sizilienstufe nichts verändert.“

ROTHPLETZ' Ausführungen gehen in zwei Richtungen. Sie betreffen einerseits das Lagerungsverhältnis, andererseits die paläontologische Altersbestimmung. In ersterer Beziehung kehren sie eine Tatsache hervor, die der Annahme primärer Moränenlagerung ohne Zweifel eine Schwierigkeit bereitet: das Fehlen jeder Spur einer mechanischen Einwirkung auf den Moränenrücken mit seiner Lehmbedeckung bei der Überlagerung durch die Breccie. Aber eine noch größere Schwierigkeit bedeutet die Moränenbeschaffenheit für die Gegenannahme der Einschwemmung der Moräne überhaupt, erst recht auf derlei beschränkten Sickerwegen. Kein Beobachter konnte bisher in der Moräne mehr als für einzelne Partien der weißlich-grauen oberen Moräne Schlemmung nachweisen und auch in diesen letzteren finden sich noch schöne polierte und geschrammte Geschiebe, die kaum die Annahme eines Wassertransportes zulassen.

Was ROTHPLETZ zur paläontologischen Altersbestimmung anführt, ist nicht eindeutig; läßt schon die absolute Bestimmung „jungpliocän bis altdiluvial“ noch die Möglichkeit der Zugehörigkeit zu einem (allerdings frühen) Interglazial offen, so spricht das Zahlenverhältnis der Höttinger Flora doch mehr für einen jüngeren als älteren Charakter (von 39 Arten 6 schon im Pliocän, 4 eigene und 29 noch lebende).

Am Schluß seiner Ausführungen berührt ROTHPLETZ eine prinzipiell wichtige Frage. Er sagt: auf die Beurteilung der stratigraphischen (sc. Alters-)Stellung hat es keinen Einfluß, ob die pflanzenführende Schicht von glazialen Bildungen unter- oder überlagert wird, „da die Bezeichnungen glazial, präglazial und interglazial an sich keine synchronistische Bedeutung haben“, und wenn auch die Höttinger Breccie oder die Seeablagerungen von Pianico und Leffe präglazial sind, könnten ihnen zeitlich anderwärts rein glaziale Ablagerungen entsprochen haben. Darin kommt die Verschiedenheit des Standpunktes zum Ausdruck: der Glazialgeologie handelt es sich im Falle der Höttinger Breccie und der anderen, wenigstens angeblichen Interglazialablagerungen in erster Linie nicht so sehr um die genaue zeitliche Altersbestimmung als vielmehr um das relative Lagerungsverhältnis, eben ob sie glaziale Ablagerungen und damit auch entsprechende Zeitperioden voneinander trennen oder nicht; zu welcher absoluten stratigraphischen Altersbestimmung ihr Fossilgehalt führt, kommt in diesem Falle erst in zweiter Linie in Betracht.

Klebensberg.

**O. Ampferer:** Verteidigung des interglazialen Alters der Höttinger Breccie. (Pet. Mitt. 1915. 336—338.)

Gegen ROTHPLETZ' oben referierte Ausführungen. Die Schlemmanalyse von Proben des Streifenlehms gibt der Meinung ROTHPLETZ' recht, daß es sich nicht um ein äolisches löbartiges Sediment handle. Es ist ein sandig-toniges, unter Wasser abgesetztes, sehr dichtes und beinahe verfestigtes Sediment, aus dem die feinsten Teilchen schon ausgeschlemmt waren, als es zum Absatz kam. AMPFERER hält in der Folge den Streifenlehm für eine Verwitterungs- und Abschwemmungskruste der alten Moränenoberfläche.

Im übrigen aber hält AMPFERER der Annahme ROTHPLETZ' als wichtigste Argumente entgegen: die Unwahrscheinlichkeit einer Grundwasserströmung auf den wasserdurchlässigen, klüftigen, steil aufgerichteten Kalken und Dolomiten, welche die Breccie unterlagern (die von reichlich schlammigen Zwischenlagen durchzogene Breccie sei vielmehr im allgemeinen weniger durchlässig als das darunter befindliche Kalkgebirge); den Mangel jeder Spur von Einschwemmungs- oder Umlagerungscharakter der Moräne; auch die obere (weißlichgraue) Moräne zeige keinerlei Schichtung, nur stellenweise Auswaschung; das Fehlen jeglicher Breccieneinschlüsse in der Moräne. Was die Unversehrtheit der Moräne mit ihrer Lehmhaut anlange, so finde sie Analogie bei Aufschüttungen, Muren und selbst Bergstürzen, die sich oft ohne Anfarbeitung über weiche Schichten legten.

Kleibelsberg.

**Rothpletz:** Erwiderung. (Pet. Mitt. 1915. 338—339.)

ROTHPLETZ hält seine Annahme aufrecht, ohne neue Gesichtspunkte beizubringen.

Kleibelsberg.

Jaekel, O.: Vier nordische Eiszeiten. (17. Jahresber. Geogr. Ges. zu Greifswald. 41 p. 2 Taf. Greifswald 1917.)

Kilian, W. et J. Révil: Études sur la période pléistocène (quaternaire) de la partie moyenne du bassin du Rhône. 1<sup>e</sup>—3<sup>e</sup> partie. Grenoble. Allier 1918.

Daly, R. A.: The Coral Reef Zone during and after the Glacial Period. (Amer. Journ. Sc. 48. 136—159. New Haven 1919.)

Kormos, Th.: Die Felsnische Pilisszántó. Beiträge zur Geologie, Archäologie und Fauna der Postglazialzeit. (Mitt. Jahrb. K. Ungar. Geol. Reichsanst. 23. Heft 6. 333—524. Mit 6 Taf. u. 67 Textfig. Budapest 1916.)

Keilhack, K.: Bemerkungen zu einigen in den Jahren 1916 und 1917 erschienenen Arbeiten von E. WUNDERLICH, O. JAEKEL und A. PENCK. (Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 38. I, 2. 22 p. Berlin 1918.)



## Regionale Geologie.

### Südwestdeutsches Gebiet.

**F. Hamm:** Über einen Bergschliff im Siebenmühlental bei Handschuhsheim. (Jahresh. des Oberrh. geol. Ver. 1920. Mit 1 Abbild.)

Das Gelände besteht aus einem mehrere Meter mächtigen und stark tonigen Gehängeschutt des Buntsandsteins. Es fällt etwa  $20^{\circ}$  gegen S. Die Bewegung hat einen schrägen Verlauf nach SW genommen. Am 13. Januar 1920, dem Tag vor dem Unglück, regnete es besonders stark. Eine Stützmauer, die sich in der Mitte des Gebiets befand, wölbte sich in den Wochen vor dem Unglück stark vor und stürzte in der Woche vor dem genannten Tag um.

**F. Haag.**

---

**A. Strigel:** Kurze Notiz über die Fortsetzung der Verwerfungen im Bonndorf—Lenzkircher Graben. (Jahresber. des Oberrh. geol. Ver. 1920.)

Die südliche Randverwerfung des von v. BUBNOFF entdeckten Lenzkircher Grabens, die vom Feldberg zum Schluchsee zieht, setzt sich nach SO bis Bettmaringen auf Blatt Stuhlingen fort, wo die Bruchlinie von F. SCHALCH eingetragen worden ist. Bonndorfer und Lenzkircher Graben bilden einen staffelförmigen Grabenbruch mit dem Culmgebiet von Lenzkirch und der südöstlich anschließenden Scholle beiderseits der Wutach als tiefster Staffel. Dieses Ergebnis stützt sich auf die Höhenlage der Abrasionsfläche, sowie auf ältere Annahmen und ist nur als vorläufig und der Verlauf der Bruchlinien als mutmaßlich zu bezeichnen. **F. Haag.**

---

**R. Lang:** Zur Stratigraphie des Keupers in Südwestdeutschland. (Jahresh. d. V. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1919. Mit 2 Profilen.)

Im ersten Abschnitt „Stratigraphischer Überblick“ wird bewiesen, daß für Südwestdeutschland die alte Gliederung des Keupers beizubehalten ist. Eine genauere Gliederung der Sandsteingruppe des mittleren Keupers ist nur im nördlichen Württemberg möglich.

Der zweite Abschnitt handelt von der „Umgrenzung des Rhäts in Südwestdeutschland“. Hier wird gezeigt, daß der Rhätsandstein im wesentlichen als eine äolomarine Bildung anzusprechen sei.

Im dritten Abschnitt, „Das vermeintliche Vorkommen von Rhät in Stromberg“, wird mit STETTNER abgerechnet, der über viele Kilometer Entfernung Sandsteinschichten parallelisiert, die fortwährend ihre Mächtigkeit wechseln, auskeilen und durch Mergel und Steinmergel ersetzt werden.

Schon QUENSTEDT hat erkannt, daß ein Parallelisieren im schwäbischen Stubensandstein im allgemeinen unmöglich ist. Der Stubensand, der im Stromberg die höchsten Erhebungen bedeckt, ist mit dem Rhät, die bunten Mergel sind mit dem Knollenmergel verwechselt worden. F. Haag.

**W. Pfeiffer:** Bemerkungen zu den Keuperprofilen aus der Gegend von Heilbronn. (Jahresh. d. V. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1919.)

In der Arbeit von G. STETTNER „Einige Keuperprofile aus der Gegend von Heilbronn“ (dieselben Jahresh. 1914) ist ein Profil des Gipskeupers aus mehr als 50 Spezialprofilen kombiniert. Da sich aber die Schichten in kurzen Entfernungen ändern, so ist eine derartige Zusammenstellung unstatthaft und führt zu Unrichtigkeiten, die hier verbessert werden. F. Haag.

**K. Frentzen:** Über einige Versteinerungen aus dem Muschelkalk des Kraichgaus. (Jahresh. d. Oberrh. geolog. Ver. 1920. Mit 7 Abbild.)

Die beschriebenen Versteinerungen sind entweder neu für das Gebiet des Kraichgaus oder besonders selten. Von Pflanzen sind es *Equisetum Mougeoti* und ein Stück Koniferenholz. Unter dem Cidaritenmaterial ist neu benannt *Cidaris Koenigi* FRENTZEN und *C. micropelata* FRENTZEN. Dazu kommt noch eine unbenannte neue Art. *Retzia trigonella* fand sich in den Enerinitenbänken. Zu den Einzelzähnen kommt noch das Fragment eines Fischkiefers, der nicht mit Sicherheit zur Gattung *Saurichthys* gestellt werden kann. F. Haag.

Lapparent, J. de: Über die Radiolarite des Devongebiets im Breuschtal (elsässische Vogesen). (Compt. rend. 169. 802—803. 1919.)

### Ostalpen.

**R. v. Klebelsberg:** Die Fortsetzung der „Schiolinie“ nach Südtirol. (Verh. geol. Reichsanst. Wien 1918. 247—260.)

Die Schiolinie tritt aus dem Posinatal über den Borcolapaß in das ehemalige Südtirol ein. Verf. verfolgt sie als eine Schar von steilgestellten bis senkrechten, NNW—NW streichenden Verwerfungen durch das obere Terragnotal über den Sattel von Serrada, wo vier parallele Störungen nachgewiesen wurden, die Gegend von Guardia und Dietrobeseño bis zum Etschtal bei Besenello. Im SW wird diese Hauptstörung von weniger be-

deutenden parallelen Verwerfungen begleitet, so im Finocchio und im Col Santo-Massiv.

Eine abweichende Richtung hält der WNW streichende Penchlabruch ein, der aus dem äußeren Penchlatal (südlich Folgaria) ins Roßbachtal unterhalb Molini di Folgaria zieht und hier von der Schiolinie abgeschnitten wird.

An den Verwerfungen, aber auch abseits derselben an untergeordneten Klüften, sind allenthalben kleine Gänge von dunklem Intrusivgestein verbreitet.

Bemerkenswert ist die Angabe von Glimmerschiefereinschlüssen in einer Breccie an der Basis des Grenzdolomites am Cimone dei Laghi.

Ref. hat das vom Verf. besprochene Gebiet während des Krieges ziemlich genau geologisch kartiert. Er ist in der erfreulichen Lage, festzustellen, daß seine Beobachtungen mit denen KLEBELSBERG's in weitaus den meisten Fällen außerordentlich gut übereinstimmen. Die Art, die einzelnen Aufschlüsse zu verbinden, ist naturgemäß hie und da eine abweichende, am meisten bezüglich des Penchlabruches. Sein östlicher Teil hat wirklich den Charakter einer (oder mehrerer) Verwerfungen. Die Störung im Roßbachtal unterhalb Molini di Folgaria ist aber, wie übrigens Verf. schon teilweise bemerkt hat, eine Flexur. Diese dürfte mit dem Penchlabruch nichts zu tun haben, da sie in genau gleicher Form schon viel weiter talaufwärts, etwas oberhalb der Brücke 964 südlich der Pfarrkirche von Folgaria zu sehen ist.

An dem Asareabruch KLEBELSBERG's kommt nicht nur das Gestein, das er Grenzdolomit nennt, sondern auch echter grauer Kalk mit dem weißen, zuckerkörnigen Obertriasdolomit in Berührung.

Bezüglich der Stratigraphie hat KLEBELSBERG sich meist an VACEK angeschlossen. Einige seiner Deutungen dürften eine Richtigstellung erheischen. Aus Fossilfunden und aus den Verhältnissen auf den Sieben Gemeinden geht hervor, daß der Grenzdolomitoolith KLEBELSBERG's nicht an der Grenze von Rhät und Lias steht, sondern höchstwahrscheinlich dem Mittellias angehört. Das höhere Oolithniveau dürfte wohl merklich jünger sein als die Oolithe im Liegenden der bekannten fossilreichen Aalenischichten von Cap S. Vigilio.

Die große Verbreitung der basischen Intrusivgänge hat Verf. schon hervorgehoben. Ihre Verwendung zur Verfolgung tektonischer Linien ist nach den Erfahrungen des Ref. ganz unmöglich. Sie treten zwar (im Gegensatz zur Angabe VACEK's) nicht selten an auch sonst nachweisbaren Verwerfungen auf, noch viel öfter aber an Klüften, längs derer keine merkliche Bewegung stattgefunden hat.

Ob die von KLEBELSBERG verfolgten Störungen wirklich als Fortsetzung der Schiolinie, deren Wesen übrigens wohl selbst nicht allzu klar ist, angesprochen werden müssen, ist vielleicht noch nicht sicher. Störungen des gleichen Typus und der gleichen Größenordnung finden sich mit derselben Häufigkeit von der Etsch bis in den westlichen Teil der Sieben Gemeinden. Erst der östlichste Teil der Lessinischen Berge (und nach DAL PIAZ auch das Gebiet östlich der Brenta) ist fast ganz frei von

ihnen. Als Brüche wird man diese Störungen kaum bezeichnen dürfen. Verf. hebt hervor, daß die sie begleitenden Harnische fast immer ungefähr horizontal geschrammt sind. Ref. hat in einem viel ausgedehnteren Gebiet keine einzige sichere Ausnahme von dieser Regel gefunden. Ferner kommt es nicht selten vor, daß die beiden Flügel entlang derselben Störung die Rollen tauschen, daß der gehobene zum gesenkten wird und umgekehrt. Dies alles beweist, daß die tektonischen Bewegungen in den Lessinischen Alpen ganz vorwiegend horizontale waren. Die Niveauunterschiede an den Störungen beruhen darauf, daß die einzelnen durch diese getrennten Schollen selbständig verbogen wurden, nicht auf vertikalen Bewegungen der ganzen Schollen. Ref. ist zu der Ansicht gelangt, daß die geschilderten Dislokationen im wesentlichen Differentialbewegungen sind, hervorgerufen durch das schon von VACEK beschriebene Umschwenken der Falten aus der judicarischen in die westöstliche Richtung.

Selbstverständlich wird es Aufgabe des Ref. sein, die hier kurz vorgebrachten, von denen des Verf.'s teilweise abweichenden Ansichten eingehend zu beweisen, wozu die Vorarbeiten schon ziemlich weit gediehen sind.

Wohl infolge des Umstandes, daß Verf. die Korrekturen nicht selbst lesen konnte, sind einige sinnstörende Druckfehler stehen geblieben. Folgende zwei sind dem Ref. aufgefallen:

p. 253 ist von der Absenkung der Westseite des östlichen Naubruches die Rede, statt von der der Ostseite.

Die p. 257 erwähnte Höhle befindet sich natürlich nordöstlich, nicht nordwestlich von Posta vecchia.

J. v. Pia.

**E. Spengler:** Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Eine geologische Monographie. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien. 68. 1918 [1919]. 285—474. Mit 1 geol. Karte 1:25 000 und 4 anderen Tafeln.)

Auf eine sehr umfangreiche, chronologisch geordnete Literaturliste folgt zunächst die Darstellung der Erforschungsgeschichte des Gebietes. Sie zerfällt in zwei Teile. Zuerst werden die älteren Arbeiten bis HAUER (1846) in zeitlicher Folge besprochen. Dann wird die weitere Erforschung der einzelnen Formationen getrennt dargelegt.

#### I. Stratigraphie der tirolischen Einheit.

1. Dachsteinkalk. Weiße, meist mächtig gebankte Kalke. Die Riffazies fehlt. Mächtigkeit im vorderen Gosautal etwa 1200 m, am Hierlatz etwa 1400 m. Der Dachsteinkalk reicht sicher bis in das Rhät, höchstwahrscheinlich aber nicht bis in den Lias hinauf. Ob in seinem liegenden Teil auch karnische Äquivalente vertreten sind, ist zweifelhaft. Norischer und rhätischer Dachsteinkalk sind faziell etwas verschieden, aber doch kartographisch nicht zu trennen. An der Hierlatzwand dürfte die norische Stufe etwa 1150 m, die rhätische 250 m mächtig sein.

2. Lias.

a) Hierlatzkalk. Hellrote bis weiße Crinoidenkalke, dichte rote Kalke, weiße Brachiopodenkalke. Im ganzen Gebiet treten die Hierlatzkalke nur als Ausfüllungen von Klüften und Karrenrinnen auf. Sie sind ein echtes Transgressionssediment über einem verkarsteten Dachsteinkalkland. Zusammenhängende Bänke, wie auf dem Schafberg, sind nicht vorhanden. Die einzelnen Hierlatzvorkommen und ihre Fossilführung werden aufgezählt. Die Dachsteinkalkplateaus ragten im älteren Teil des Unterlias über das Meer auf, um dann sehr rasch in eine ziemliche Tiefe versenkt zu werden, so daß keine Küstensedimente zum Absatz kamen und das Karstrelief nicht durch Abrasion zerstört wurde.

b) Fleckenmergel. Dunkelgraue Mergel mit Flecken und Hornsteinknollen, übergehend in Crinoidenkalke. Fossilien des Lias  $\beta$ .

Fleckenmergel und Hierlatzschichten sind gleichalterig. Beide liegen direkt auf Dachsteinkalk, diese aber südlich von jenen. Die Fleckenmergel nehmen eine streifenförmige, von NW nach SO verlaufende Zone ein, vom Glaserbach bei Salzburg bis zum Hallstätter Salzberg. Sie entsprechen jedenfalls einer sedimentführenden Strömung, vielleicht der Mündung eines Flusses des Vindelicischen Festlandes. [Dazu möchte Ref. bemerken, daß wir gerade aus dem alpinen Mittellias ein Gestein kennen, dessen sämtliche Eigenschaften sich durch die Deutung als Meeressediment vor einer größeren Flußmündung ausgezeichnet erklären lassen. Es sind dies die grauen Kalke von Noriglio. Da diese von den Fleckenmergeln petrographisch und besonders faunistisch durchaus verschieden sind, dürfte SPENGLER's Vermutung in diesem Punkt nicht ohne weiteres annehmbar sein.] Im Mittellias breitet sich die Fleckenmergelfazies auch über die Osterhorngruppe und die Gegend von Mitterndorf aus.

3. Dogger und Malm. Die fossilführenden Gesteine dieses Alters sind von sehr beschränkter Verbreitung.

a) Klaussschichten. Rote Crinoidenkalke und dunkelrote dichte Kalke, auch weiße Posidonomyenkalke. Sie unterscheiden sich von den Hierlatzschichten meist durch dunklere Farbe und durch einen Manganüberzug über die Fossilien. Lagerung ganz so wie die der Hierlatzschichten in Taschen, teils auf Lias, teils auf Dachsteinkalk.

b) Macrocephalenschichten. Licht fleischrote, knollige Kalke mit Hornsteinwarzen und sehr großen, von Mangan überrindeten Cephalopoden.

c) Die häufigste und verbreitetste Fazies des Jura sind weiße, ganz an Dachsteinkalk erinnernde, oder rötliche Kalke mit ganz kleinen Hornsteinkügelchen. Oft Übergang in Breccien aus Dachsteinkalk, auch in rote Cephalopoden- und Crinoidenkalke unsicheren Alters. Die hellen Kalke mit Hornsteinwarzen sind weder mit den Oberalmschichten, noch weniger aber mit den Plassenkalken identisch.

d) Radiolarite. Meist braunrote, seltener graugrüne, vollständig kalkfreie Kieselschiefer, entstanden aus der Anhäufung von Radiolarien. Sie dürften im wesentlichen dem Oxford entsprechen.

Eine Rekapitulation des Vorkommens der tirolischen Juragesteine ergibt klar, daß die Dogger- und Malmreste in ihrer Verbreitung von den Liasresten ganz unabhängig sind. Sie gehören einer besonderen Transgression an. Während des Bajocien und wahrscheinlich schon während des Toarciens lag die Dachsteingruppe — ebenso wie im Lias  $\alpha$  — trocken. [Ob die Trockenlegung sich auch auf die Osterhorngruppe erstreckte, ist Verf. zweifelhaft. Durch Beobachtungen des Ref., die erst in ganz knapper Form publiziert sind, ist dies jedoch sichergestellt.] Wie im Lias erfolgte auch im Dogger die Versenkung des Landes rasch und zu bedeutender Tiefe, wie aus der Fazies der Klausschichten hervorgeht. Es ist wahrscheinlich, daß die Transgression im ganzen Dachsteingebiet gleichzeitig eintrat, und zwar etwa an der Grenze zwischen Bath und Kelloway.

## II. Stratigraphie der juvavischen Einheit.

Die Fazieszersplitterung ist — teilweise schon primär — eine ungemein große. Annähernd einheitlich entwickelt sind nur die untersten Triasglieder.

1. Werfener Schiefer. Rote und graue, meist sehr glimmerige Sandsteine und Schiefer mit den gewöhnlichen Fossilien der Seiser Schichten. Graue Kalkplatten der Campiler Schichten.

2. Haselgebirge. Graue, rötliche, violette und grünliche Tone mit Brocken von Steinsalz, Gips etc. Die Struktur ist die einer Breccie. Die salzführenden Teile sind von einem 50—200 m mächtigen Mantel von ausgelaugtem Haselgebirge umgeben. Durch Druckwirkung entstehen aus dem Haselgebirge die sog. Glanzschiefer. Das Haselgebirge liegt im Hangenden der Werfener Schiefer. Seine Bildung denkt sich Verf. in seichten Lagunen an der Südküste des Vindelicischen Landes, also in derselben Art, wie die des deutschen Zechsteinsalzes. Die Minerale der Carnallit- und Bischofitregion sind wahrscheinlich schon ursprünglich nicht abgesetzt worden. Dagegen ist die Breccienstruktur eine sekundäre Folge der Gebirgsbildung.

3. Anisischer Dolomit. Gelbliche, hell grünliche, graue oder rötliche, fein kristalline Dolomite. Trotz der vollkommenen petrographischen Übereinstimmung mit karnischen Gesteinen ist dieser Dolomit im Gegensatz zu HAHN'S Ansicht sicher anisisch.

4. Die äußerst wechselnde Zusammensetzung der höheren Teile der juvavischen Einheit wird an einer Reihe von Detailprofilen dargestellt, auf die hier nicht eingegangen werden kann. Sie enthalten viele wichtige Angaben über die Stratigraphie und Faziesverhältnisse des Muschelkalkes, der Hallstätter Kalke, der Zlambachschiechten etc. Besonders interessant sind die Mitteilungen über den Mittellias der Lokalität „Zwischen den Kögeln“. Die fazielle Verschiedenheit erlaubt hier eine deutliche Gliederung in zwei Einheiten, deren tiefere nur der Zone der *Uptonia Jamesoni* angehört, während die höhere den Zonen des *Derocheras Davoëi*, *Amaltheus margaritatus* und *A. spinatus* entspricht. Die beiden Niveaus sind durch die Farbe des Gesteins zu trennen. Ein Unterschied der faunistischen Fazies besteht dagegen nicht. Diese Verhältnisse zeigen deutlich, daß

auch im alpinen Lias die wichtigeren Zonenfaunen regelmäßig aufeinander folgen und daß nur die geringe Mächtigkeit und die große vertikale Konstanz der Fazies es meist unmöglich macht, sie zu trennen.

Sehr bemerkenswert sind auch die relativ engen Beziehungen des juvavischen Mittellias zu den grauen Kalken von Noriglio, die sich im Auftreten von Arten wie *Harpoceras cornucaldense*, *Terebratula rotzoana*, *T. Renieri* zu erkennen geben und dem nordalpinen Lias sonst ganz fehlen.

Der Plassenkalk ist eine echte Korallen- und Bryozoenriffbildung aus seichtem Wasser.

Als die charakteristischen Eigentümlichkeiten der Hallstätter Triasentwicklung ergeben sich besonders folgende Merkmale: das Auftreten von bunten, in einzelnen Linsen massenhaft Cephalopoden führenden Kalken; das Fehlen der ladinischen Stufe; die geringe Mächtigkeit der norischen Stufe; die Niveauunbeständigkeit der einzelnen Gesteinsfazies. Anschließend zeigt Verf., wie sich unter der Annahme einer ursprünglichen Bildung der Hallstätter Triasentwicklung südlich der Dachsteinkalkentwicklung für jene ein einheitliches Ablagerungsgebiet ergibt, aus dem nach W, O und N verfolgbare Faziesübergänge zu dieser führen. Diese Übergänge vermittelt überall der Hochgebirgsriffkalk. Der Rettenstein, der von der Dachsteingruppe nur durch Erosion getrennt ist, zeigt in der Entwicklung der Obertrias und besonders des Mittellias bereits eine außerordentliche Übereinstimmung mit der Hallstätter Fazies, deren Ablagerungsbezirk unmittelbar südlich von ihm zu suchen ist.

### III. Stratigraphie der Gosauschichten.

Die in der Karte ausgeschiedenen Grundkonglomerate und Breccien einerseits, Sandsteine und Mergel andererseits entsprechen nicht einem bestimmten Niveau. Die einzelnen Stufen können, da sie sich faziell nicht unterscheiden, kartographisch nicht getrennt werden. In den bis 300 m mächtigen Konglomeraten kommen nur Gesteine aus der Nachbarschaft, keine exotischen Gerölle vor. Gegen S gehen sie in feinkörnige Breccien über. Die Mergel haben an dem Fundort „Hofergraben“ eine reiche Fauna geliefert, die größtenteils von FELIX beschrieben wurde. Die Nierentaler Schichten sind im Bereich der Karte schon vollständig denudiert, waren aber zweifellos vorhanden. Es ist möglich, daß zwischen der Ablagerung der Konglomerate und der der mergelig-sandigen Gebilde eine kurze Trockenlegung stattfand.

### IV. Tertiär und Quartär.

In das Eocän gehören möglicherweise Konglomerate aus glatten kleinen Quarzgeröllen mit rotem Bindemittel, die nächst der Roßalpe anstehen. Die Quartärablagerungen sind nur durch Moränen des Traungletschers und lokaler Gletscher vertreten.

### V. Tektonik.

Ein historischer Überblick der älteren tektonischen Ansichten über die Plassengruppe macht uns mit drei Haupttypen der Deutung bekannt der Hypothese einer einzigen, nur durch Brüche betroffenen Schichtserie, der Fensterhypothese und der Deckschollenhypothese von J. NOWAK und

F. F. HAHN. Die Analyse der Störungen wird dann in zeitlicher Reihenfolge vorgetragen.

1. *Vorgosauische Tektonik.* Hierher gehört vor allem das wichtigste tektonische Element der ganzen Plassengruppe, die juvavische Hauptüberschiebung. Die juvavische Einheit ist durch die Hallstätter Fazies ausgezeichnet. Daß man in diesem Fall aus den faziellen Gegensätzen auf eine Deckentektonik zu schließen berechtigt ist, wird auf p. 407/08 in einer prinzipiell sehr wichtigen Erörterung dargetan, auf die besonders verwiesen sei. Die juvavische Einheit ist eine Deckscholle, nicht ein Fenster. Dies geht besonders aus folgenden Gründen hervor:

1. Das Hallstätter Faziesgebiet liegt fast überall orographisch bedeutend höher, als das der Dachsteinfazies. Von dem hohen Dachsteinplateau fallen die Schichten in unzweideutiger Weise nach N gegen die Plassengruppe ein und sinken außerdem an zahlreichen Staffelbrüchen in dieser Richtung ab.

2. An vielen Stellen kommen die jüngsten, jurassischen Gesteine der Dachsteinserie mit den ältesten Bildungen der Hallstätter Serie in Berührung. Wollte man an der Fensterhypothese festhalten, so müßte man zu der Hilfsannahme von Brüchen mit 2700 m Sprunghöhe greifen.

3. Das Einfallen der Hallstätter Gesteine weist nicht unter den Dachsteinkalk, sondern über ihn. Dagegen zeigt die Dachsteinserie überall ein Einfallen unter die Hallstätter Entwicklung.

4. Endlich liefern auch Beobachtungen unter Tags Beweise im gleichen Sinn (im Kaiser-Franz-Josefs-Stollen).

Der Anschub der juvavischen Deckscholle ist vor Ablagerung der Gosauschichten erfolgt. Dies geht aus der Auflagerung derselben Gosauschichten auf beiden Serien hervor, die in unübertrefflicher Klarheit aufgeschlossen ist. Die Deckscholle kann nur der Rest einer von S gekommenen Decke sein, denn nur südlich des Dachstein finden sich Anknüpfungen für ihre fazielle Entwicklung. Eine stielartige Wurzelung der Plassenmasse in ihrem Untergrund selbst im Sinne LEBLING's wird durch die unmittelbare Beobachtung ausgeschlossen.

Innerhalb der Deckscholle erkennt man eine Reihe sekundärer Schubflächen und Falten. Auch sie sind noch vorgosauisch. (Deutliche Ablagerungsdiskordanz der Gosau.) Sie sind auf die Deckscholle beschränkt, ohne in den Untergrund überzugreifen; die Deckscholle bildet ein besonderes Faltungsstockwerk. Die einzelnen tektonischen Einheiten in ihr sind jedoch keineswegs weithin verfolgbare Teildecken, sondern nur ganz lokale Gleitbretter.

Die vom Untergrund unabhängige Tektonik der juvavischen Deckscholle erklärt sich aus einer gleitenden, der Schwere, nicht einem tangentialen Schub gehorchenden Bewegung der Schubmasse. Das Haselgebirge wirkte als vorzügliches Gleitmittel. Allerdings ist diese gleitende Bewegung nur für den letzten Teil der Gesamtüberschiebung, nicht für deren erste Phase anzunehmen.



In die Zeit nach der Überschiebung, aber noch vor Ablagerung der Gosauschichten, sind die erste muldenförmige Einbiegung der ganzen Plassengruppe und einige Verwerfungen zu setzen, die teilweise im Tertiär wieder auflebten, teilweise bei der tertiären Gebirgsbildung verbogen wurden. Alle hierher gehörigen Störungen zeichnen sich natürlich dadurch aus, daß sie die tirolische und juvavische Einheit, nicht aber die Gosauschichten betreffen.

Auf die cretacische Gebirgsbildung folgte noch in vorgosauischer Zeit und während des Absatzes der älteren Gosauschichten eine kräftige Erosion, durch die das Gebirge zu einem flachen Hügelland eingeebnet und die Deckscholle schon ungefähr auf ihre heutige Größe reduziert wurde.

2. Nachgosauische Tektonik. Das beschriebene Gebiet hat im Tertiär zwar als Ganzes einen Vorschub von  $10\frac{1}{2}$  km erfahren (als Teil der Gamsfelddecke), wurde in sich aber nur mehr wenig gestört. Faltungen mit im Alpenstreichen gelegener Achse spielen nur eine ganz geringe Rolle. An einer Stelle kam auch eine Überschiebung von etwa  $\frac{1}{2}$  km zustande. Bedeutender sind die tertiären Brüche. Ein Längsbruch bedingte auch erst im Tertiär die Entstehung der Südwand des Plassen, die in der Oberkreide nachweislich noch nicht vorhanden war.

Es scheint übrigens nicht, daß die Lagerungsverhältnisse der Plassengruppe ganz durch tektonische Kräfte erklärt werden können. Vielmehr haben bei ihrer Entstehung auch autoplastische Vorgänge im Salzkörper mitgewirkt (Ekzembildung im Sinne LACHMANN'S). Verschiedene Gesteinspartien wurden dabei in das Haselgebirge aufgenommen, deren größte die sog. „zentrale Einlagerung“ ist. Das Ekzem ist jedenfalls ein junges, nachtektonisches Gebilde. Allerdings ist wahrscheinlich, daß auch schon vor der Überschiebung Ekzeme bestanden, die die stratigraphischen Lücken erklären helfen können, aber bei der Gebirgsbildung zerstört wurden. Die Anlage des Ekzems wurde vorwiegend durch einen Bruch, den Roßalpenbruch SPENGLER'S, bedingt. In untergeordneter Weise wirkte auch Erosion mit. Schließlich kommt auch passive Aufpressung in Betracht. Der Plassen befindet sich noch heute in einer langsam sinkenden Bewegung und preßt das Haselgebirge empor.

Der im Haselgebirge eingeschlossene Melaphyr bildet wahrscheinlich mehrere isolierte Schollen, die bei der Überschiebung passiv aus der Wurzelregion mitgebracht wurden.

Der östlichste Teil des Haselgebirges des Hallstätter Salzberges dürfte durch eine von WNW nach OSO wirkende Querspannung in den Dachsteinkalk eingepreßt sein.

3. Regionaltektonische Beziehungen. Westlich des Plassen taucht die juvavische Decke unter die Gosau unter. Sie erscheint aber weiterhin wieder in mehreren kleineren Partien und in einer größeren Masse an der unteren Lammer. Gegen O hebt sich die Deckscholle aus. Die ihr entsprechende Mulde in der tirolischen Unterlage aber läßt sich über den Koppenwinkel weiter verfolgen. Teile der Rötelsteingruppe sind dann wieder juvavisch, und zwar glaubt Verf. in der Umgebung von

Mitterndorf fünf getrennte, auf tirolischem Lias und Jura schwimmende Deckschollen erkennen zu können. Die juvavische Natur dieser Gebirgsteile ergibt sich sowohl aus der Untersuchung der Lagerung als aus dem Vergleich der Fazies. Besonders schwierig sind die tektonischen Verhältnisse zwischen Ischl und Aussee. Es ist sehr wahrscheinlich, daß der Raschberg juvavisch ist. Dagegen wäre die Zone der Pötschenkalke und -dolomite zwischen Pötschenhöhe und Aussee tirolisch. Der norische Pötschendolomit wäre als ein Äquivalent des gewöhnlichen Hauptdolomites aufzufassen.

#### VI. Morphologie.

Die heutige Lage der vorgosauischen Landoberfläche ist in einer Kartenskizze dargestellt. Ihre ursprüngliche Gestalt läßt sich nur mehr in großen Zügen feststellen. Die Gegend des Löckenmoosberges und des Plankenstein bildete ein karrenbedecktes Plateau, das erst wesentlich später als das Becken von Gosau überflutet wurde.

Durch die tertiäre Faltung wurde wieder ein Gebirge aufgeworfen. Das vorläufige Endprodukt der dieser Gebirgsbildung nachfolgenden Abtragung ist die altniocäne Landoberfläche. Sie läßt sich wesentlich genauer als die vorgosauische rekonstruieren. Ihre absolute Meereshöhe war wahrscheinlich nur gering. Sie hatte den Charakter einer Kuppenlandschaft mit Höhenunterschieden bis zu 400 m. Die heutigen Täler waren wahrscheinlich schon als ziemlich seichte Furchen vorhanden. Ihre Anlage ist durchweg tektonisch bedingt, wie im einzelnen gezeigt wird.

Jungmiocäne bis pliocäne Talböden bezeichnen länger währende Stillstandsphasen in der durch eine Hebung des Gebirges verursachten Vertiefung der miocänen Täler. Der Vergleich der Höhenlage dieser Talböden sowie der älteren Landflächenreste ergibt, daß noch im Pliocän an einzelnen Verwerfungen Bewegungen im Betrage von 200—300 m stattgefunden haben.

Die präglazialen Talböden im Gebiet der Traun liegen etwa 400 m tiefer als die obermiocän-pliocänen. Durch die glaziale Erosion wurden bestehende Täler teilweise bloß erweitert, teilweise aber auch neue, tiefere Talböden geschaffen. Der Betrag der Vertiefung erreicht im Traun- und Gosantal 500 m. Lokale Gletscher dürften am Plassen noch im Gschnitzstadium, nicht aber mehr im Daunstadium vorhanden gewesen sein.

Die postglaziale Erosion ist unbedeutend und beschränkt sich auf die Bildung einzelner Schluchten in den Seitenwänden der Tröge. Viel wichtiger ist die postglaziale Sedimentation: Zuschüttung von Seen, Bildung von Schutthalde nsw.

#### VII. Anhang.

1. Geologische Prognose für den Hallstätter Salzbergbau: Es besteht in der Plassengruppe keine Hoffnung, außerhalb des bereits im Abban befindlichen, schon mindestens zur Hälfte aufgeschlossenen Salzstockes nennenswerte Steinsalzlager zu finden.

2. Beschreibung dreier Cephalopoden aus dem Mittellias, worunter *Nautilus hallstattensis* n. sp.

Anf den großen Wert der besprochenen Arbeit eigens hinzuweisen, ist wohl überflüssig. Sie ist sicher eine der vollkommensten Spezialuntersuchungen, die wir aus den nördlichen Kalkalpen besitzen, sowohl was die Beobachtungen als was deren allseitige Durcharbeitung betrifft. SPENGLER schließt den tektonischen Teil seiner Monographie mit der Feststellung, daß seine Untersuchungen eine volle Bestätigung der HAHN'schen Synthese dieses Teiles der Kalkalpen bedeuten. Ref. kann dem nur hinzufügen, daß auch seine eigenen, größtenteils noch unveröffentlichten Beobachtungen in benachbarten Gebieten mit HAHN's Auffassung in allen wesentlichen Punkten vollständig übereinstimmen. Diese wird zweifellos in wenigen Jahren von allen, die Gelegenheit haben, das Salzkammergut genau kennen zu lernen, als die richtige erkannt sein. **J. v. Pia.**

**F. Trauth:** Der geologische Bau der Salzburger Kalkalpen. (Mitt. d. Sektion f. Naturk. d. österr. Touristenklub, XXIX. Jahrgang, 20 p. Mit 3 Textfig. Wien 1917.)

Nachdem Verf. die Erforschungsgeschichte der Salzburger Kalkalpen kurz gestreift und ihre topographische Gliederung erörtert hat, entwirft er eine gedrängte Charakteristik der verschiedenen an ihrem Aufbau beteiligten Schichtglieder, von den Werfener Schieferen an bis zum Alttertiär.

Hierauf wird der tektonische Bauplan namentlich im Anschlusse an die grundlegenden Studien F. F. HAHN's dargelegt, ergänzt durch die eigenen Untersuchungen des Verf.'s über die Südseite der Salzburger Kalkalpen zwischen dem Hochkönig und der steirischen Landesgrenze. Durch ein vom Untersberg zum Hagengebirge reichendes geologisches Profil (Textfig. 2) wird die Auflagerung der juvavischen Deckenmasse über dem tirolischen Sockelgebirge veranschaulicht. In der Deutung der Zwieselalmregion weicht Verf. insoferne von HAHN ab, als er diesen Rücken nicht zum Juvavicum, sondern zum Werfen—St. Martin Schuppenlande rechnet.

Wenn Verf. die vorgosauische Förderung der juvavischen Decke über das nördlich von ihr abgelagerte Tirolicum und die Überschiebung der mit der Grauwackenzone zusammenhängenden Sericitquarzite über das Mesozoicum der Radstädter Tauern für gleichalterig hält, so möchte er dies etwa durch die Annahme erklären, daß ein in ostwestlicher Richtung ausgedehnter, relativ schmaler Schollenstreifen, welcher in seiner Südpartie aus den paläozoischen Radstädter Quarziten und Grauwackenschiefern (Pinzgauer Phylliten) und in seiner Nordpartie aus der über letzteren abgelagerten Trias des Werfen—St. Martin Gebietes (inkl. der Mandlingtrias) und dem sich nordwärts anschließenden Juvavicum bestand, infolge einer meridionalen Zusammenpressung der alpinen Geosynklinale gleichzeitig von S und N her unterfahren worden ist, im S durch die mesozoische Region der Radstädter Tauern, im N aber von dem weiten tirolischen Gebiete; so daß er also einerseits mit seinem Sericitquarzit über das Tauern-

mesozoicum, andererseits als „juvavische Decke“ über das Tirolicum geglitten wäre. Durch die scheinbar entgegengesetzte spätere (postgosauische oder posteocäne) Überschiebung der Kalkhochalpen über das dabei in Schuppen gelegte südliche Werfen—St. Martiner Vorland (Hochgebirgsüberschiebung) mag aber dann der einstige Zusammenhang des Juvavicums mit diesem Werfener Vorlande beseitigt worden sein. Derselben Bewegungsphase wie die Schuppenbildung des letzteren und die Hochgebirgsüberschiebung dürfte die Faltung angehören, von welcher weiter im S das Radstädter Mesozoicum zusammen mit dem früher darauf geschobenen Sericitquarzit ergriffen worden ist.

Erst nach Ablagerung der durch zentralalpine Flüsse herbeigeschafften Augensteinfelder und des lignitführenden Tertiärvorkommens bei der Stoderalpe auf der Kalkhochplateauhöhe zur Wende von Oligocän- und Miocänzeit setzte — etwa zur Mediterranzeit — jene erosive Tätigkeit ein, welche am damaligen Südrande der „hochalpinen Decke“ als Vorläuferin des jetzigen Ebnstaales die durch die limnisch fluviatilen Tertiärbildungen von Wagrein, Radstadt, Gröbming, Wörschach und Steinach bezeichnete Tiefenfurche schuf. Wie weit seit damals der Südrand der hochalpinen Decke durch die Denudation (Erosion) gegen N zurückverlegt worden ist, mag der Vergleich der jetzigen Südseite des Flachenberges bei Bischofshofen — eines erhalten gebliebenen Vorpostens jener Decke — mit den Südwänden des Hagen- und Tennengebirges lehren. In diesem Sinne könnten das Fritztal (O Bischofshofen) und das Längstal der Enns abwärts von Altenmarkt als epigenetisch betrachtet werden.

Obwohl dem Verf. die HAHN'sche Hypothese, nach welcher das Juvavicum ursprünglich zwischen dem Werfen—St. Martiner Vorlande im S und dem tirolischen Kalkhochgebirge im N beheimatet war, von allen Annahmen weitaus am plausibelsten erscheint, welche bisher die Herkunft der juvavischen Deckenmasse zu erklären trachteten, so kann dabei doch nicht die Schwierigkeit übersehen werden, welche in dem komplizierten Bewegungsmechanismus besteht, der zuerst das Juvavicum nordwärts über das Tirolicum führt, später aber das tirolische Kalkhochgebirge nach erfolgter Loslösung (etwa durch Brüche) der juvavischen Decke vom Werfen—St. Martiner Vorlande über letzteres in scheinbar entgegengesetzter (südlicher) Richtung gleiten läßt. Sollten indessen künftige Untersuchungen zu einer Aufgabe der HAHN'schen Hypothese führen und, die juvavischen Deckenpartien aus dem Bereiche der von ihnen überlagerten tirolischen Region herleiten, so wäre der Bewegungsvorgang ein wesentlich einfacher und leichter verständlich, indem dann jede Beziehung zwischen der südlichen Hochgebirgsüberschiebung und der juvavischen Deckenförderung in Wegfall käme.

Was die Frage nach der Breitenverkürzung anbelangt, welche die Salzburger Kalkalpen durch die verschiedenen seit prägosauischer Zeit erfolgten Tangentialbewegungen erlitten haben, kommt Verf. zu einem Betrage von ca. 70 km als Gesamtverschmälerung bei Ableitung des Juvavicums von der Südseite der Kalkhochplateauzone und von ca. 50 km bei Annahme einer Herkunft des Juvavicums aus dem Inneren der tirolischen

Großmulde, ein Ergebnis, welches mit dem von HAHN allerdings auf etwas anderem Wege gewonnenen gut übereinstimmt.

Die Überfaltungs- oder Nappeslehre, welche die nördlichen Kalkalpen nicht als bodenständig betrachtet, sondern von der Südseite der Zentralzone nach Norden verfrachtet sein läßt, muß natürlich ein ungleich breiteres Sedimentationsgebiet für das nordalpine Mesozoicum beanspruchen. Wie sehr die einzelnen Anhänger dieser Deckentheorie in der tektonischen Deutung der Salzburger Kalkalpen voneinander abgewichen sind, zeigt der zuletzt vom Verf. angestellte Vergleich der von E. HAUG, J. NOWAK und L. KOBER vertretenen Synthesen.

F. Trauth.

**F. Trauth:** Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. (Mitt. d. geol. Ges. in Wien. 9. 77—86. Mit 1 Taf. u. 1 Textfig. Wien 1916.)

In der vorliegenden Veröffentlichung legt Verf. die wichtigsten Ergebnisse seiner Untersuchungen über die Südseite der nördlichen Kalkalpen zwischen dem Hochkönig und dem Stoderzinken bei Gröbming dar.

Als wichtigstes tektonisches Element wurde eine dieses ganze Gebiet durchziehende große Überschiebungsfläche festgestellt, an welcher die mächtige triadische Hochgebirgsserie (Hochkönig-, Hagen-, Tennen- und Dachsteingebirge) die mehrfach geschuppte Schichtfolge seines sanft geformten südlichen (Werfen—St. Martin) Vorlandes flach überfahren hat.

Während die uns in der vom Ausgang des Flachautales gegen Gröbming streichenden Mandlingkette entgegengesetzte südlichste und daher mit ihrem Ablagerungsraum dem Faziesgebiete der Radstädter Tauern am meisten genäherte Schuppe dieses Vorlandes nur durch eine ganz schwache basale Lage von Werfener Schiefen eingeleitet wird, gewinnen diese weiter nördlich im Werfen—St. Martin Gebiete eine sehr mächtige Entwicklung. Die meist als nordwärts fallende Felszüge und Wände aus den Werfener Schiefen hervortretenden höheren Triasbildungen des genannten Schuppenlandes, die namentlich im unteren Blühnbachtal und zwischen Werfen und St. Martin schön aufgeschlossen sind, umfassen eine relativ geringmächtige, aus Muschelkalk, Ramsadolomit, Raibler Schiefen und Dolomit und hellem Dachsteinkalk bestehende Schichtserie.

Infolge Ausschleifung ihrer tieferen Niveaus an der Überschiebungsfläche liegt die mächtige Kalkhochgebirgsdecke, welche aus Werfener Schiefen, Muschelkalk, Ramsadolomit, Raibler Schichten und Dachstein- oder Hochgebirgskorallenkalk besteht, oft unmittelbar mit höheren Schichtgliedern dem überfahrenen Werfener Schuppenlande auf.

Zur Hochgebirgsdecke gehören auch die durch nachträgliche Erosion von ihr abgetrennten Erhebungen des Flächenberges (NW Bischofshofen; bes. Muschelkalk), des Schoberlberges (NW St. Martin; bes. Hochgebirgskorallenkalk), des Rettensteines (NO Filzmoos; Hochgebirgskorallenkalk

mit Adneter Mittellias) und eine kleine Dachsteinkalkscholle am Aichberg (N von Aich.)

Stellenweise (Flachenberg, Rettenstein) wird die Basis der Hochgebirgsdecke durch ein mylonitisches Rauchwackeband markiert, welches an der Südwestecke der Rettensteinmasse eine Linse von Haselgebirge mit Hallstätterkalk und tiefliassischen Fleckenmergeln umschließt.

Das Vorkommen von Hallstätter Kalklinen im hochkarnisch-tiefnorischen Basalteile des Dachsteinkalkes der Hochgebirgssüdwände (Hagengebirge, Stoderzinken) wie von Hallstätterkalk unmittelbar an der Hochgebirgsüberschiebung (Hopfürgelhütte unter der Bischofsmütze, Rettenstein) sind wertvolle Stützen für die F. F. HAHN'sche Hypothese, daß die über dem tirolischen Sockelgebirge der Berchtesgadner Alpen und des Salzkammergutes in vorgosauischer Zeit aufgeschobene juvavische Deckenmasse (Reiteral- oder Hallstätter Decke) vorher am tirolischen Südrande zwischen dem Werfener Schuppenlande und der gleichfalls tirolischen Kalkhochgebirgsmasse gewurzelt habe.

Im Gegensatz zu dieser prägosauischen Förderung der juvavischen Decke über das Tirolicum, welche wohl gleichzeitig mit der Überschiebung der mit der Grauwackenzone zusammenhängenden Radstädter Sericitquarzite über das Mesozoicum der Radstädter Tauern erfolgt ist, möchte Verf. diese bei Werfen in 9 km Breite erschlossene Überschiebung des tirolischen Hochgebirges über das Werfener Schuppenland als den Schlußakt einer postgosauischen — vielleicht sogar posteoocänen — Bewegungsphase betrachten, die, wie schon HAHN angenommen hat, die Werfen—St. Martiner Region mit Schuppenbildung nordwärts unter das hochalpine Plateaugebiet einpreßt, bis dieses schließlich die erstere an jener großen Über-, resp. Unterschiebungsbahn flach überfuhr. Die weiter im S nachgewiesene Faltung, welche das Radstädter Mesozoicum mit den früher darüber geschobenen Sericitquarziten gemeinsam ergriffen hat, dürfte wohl derselben postgosauischen Bewegungsphase angehören.

Über das so entstandene Alpengebirge sind dann an der Wende von Oligocän und Miocän Flüsse aus der kristallinischen Zentralzone gegen N gezogen, deren Ablagerungen sich in den quarzreichen Augensteinfeldern der Kalkhochplateaus erhalten haben, mit welchen wohl auch das lignitführende Tertiärvorkommen bei der Stoderalpe an der Nordseite des Stoderzinkens gleichalterig ist.

Erst dann — zur Mediterranzeit — setzte jene erosive Tätigkeit ein, welche an der Südseite der Kalkalpen als Vorläuferin des jetzigen Ennstales eine Tiefenfurche schuf, in der die offenbar der II. Mediterranstufe (etwa den Ligniten von Pitten) äquivalenten limnisch-fluviatilen Tertiärschichten von Wagrein, Radstadt, Gröbming und Steinach zur Ablagerung gelangt sind. Die auf der Mandlingkette bei Radstadt aufgefundenen mitteleocänen Nummulitengesteine sind jedenfalls einst in diesem von einem Fjorde des nördlichen Eocänmeeres erreichten Gebiete abgesetzt worden, erscheinen heute aber nur mehr als Gerölle auf miocäner sekundärer Lagerstätte.

Als jüngste, für den Gebirgsbau freilich nur untergeordnete Bewegungen treten uns einige an steilen Verwerfungen erfolgte Absenkungen der Tertiärschichten und schollenförmige Verschiebungen im Triasbereiche der Kalkalpen entgegen.

F. Trauth.

Br. Sander: Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. (Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien 1914. 64. 567—634. Mit 12 Taf.)

I. Feinschichtung, Teilbewegung und Kristallisation im Kleingefüge einiger Tiroler Schiefer. Die Hauptaufgabe ist es, Kristallisation und Teilbewegung begrifflich zu trennen und ihr gegenseitiges Verhältnis durch Heranziehung größerer Mineralkörner, die etwas vom Gefüge zur Zeit ihrer Entstehung aufbewahrt haben, zu bestimmen. Es werden zuerst Gesteine mit großen Holoblasten meist aus der unteren Schieferhülle erörtert, wobei anstatt von Struktur und Textur „Gefüge“ gesagt wird. Aus dieser Beschreibung kann nur einiges hervorgehoben werden:

In vielen Fällen zeigt sich ein Erklärungsprinzip der Schiefer außerhalb des RIEKE-BECKE'schen. Bei Vorhandensein von *s* ist die Zufuhr und Zirkulation in *s* leichter als quer dazu. Daher kann man an ein Weiterwachsen von Kristallen in der *s*-Richtung, an eine Verstärkung der Schieferung ohne Druck denken, besonders bei Neuentstehung eines Kornes aus zirkulierenden Lösungen. Verf. stellt neben das RIEKE'sche Prinzip den Gedanken der Wegsamkeit von *s* für Lösungen als ein die Schieferung nicht nur abbildendes, sondern weiter ausgestaltendes Prinzip. Denn viele Schiefer zeigen kristallisierte Feinschichtung, d. h. ein vorhandenes *s* wurde kristallin abgebildet (auch rein mechanisch ist wohl für einen wachsenden Kristall die Wegsamkeit in *s* größer). Ganz allgemein in der unteren Schieferhülle zeigen interne Reliktstrukturen das Vorhandensein von in *s* geregelten Keime vor der Blastese, also das Vorhandensein einer Schieferung, als Feinschichtung ausgebildet vor der kristallinen Mobilisation des Gefüges; das Schiefergefüge ist dann die Ausgestaltung der Feinschichtung, Abbildungskristallisation derselben. Häufig ist in Holoblasten die interne Reliktstruktur verlegt, d. h. es erfolgte eine auf die Holoblastenkristallisation parakristalline Gefügebewegung, welche sie dreht. Es gibt also Abbildungskristallisation der Feinschichtung und parakristalline Teilbewegung. Verf. beschreibt auch Typen, die intensivste Teilbewegung im Gefüge durch Umfaltung und Faltung in gänzlich umgestalteten *s* zeigen, z. B. einen Phyllonit, der aus einem Glimmerschiefer hervorging, dessen quarzgefüge Flächen mit ruptueller Korndeformation zeigen. Es ist eine Regel (allerdings mit Ausnahmen), daß mit der Entfernung vom Gneis die postkristalline Teilbewegung herrschend wird. Im allgemeinen zeigen die gneisnäheren Typen und der Gneis selbst vor- und parakristalline Gefügebewegung. Mit der Regel stimmt die Tatsache, daß nachkristalline Teilbewegung in jener unteren Schieferhülle vorhanden ist, welche tektonisch über den Kalkphylliten liegt,

und in dieser um so wichtiger wird, je höher sie tektonisch über den Gneisen liegen. Im Schneebergzug liegen Gesteine der unteren Schieferhülle mit nachkristalliner Teilbewegung randlich gegen das Altkristallin.

Das Altkristallin südlich der Tauern zeigt, abgesehen von einigen Intrusiven, tektonische Fazies, z. T. ohne Karaklase, z. T. mit molekularer oder nichtmolekularer Teilbewegung in s. Die Teilbewegung der Intrusiva im Altkristallin nördlich des Brixener Granits ist meist nichtmolekular und von Diaphthorese begleitet. Mineralreiche Glimmerschiefer vom Pensersjoch bis Meran zeigen neben nachkristalliner auch vorkristalline Teilbewegung (Faltung bis Umfaltung) und Abbildungskristallisation von nichtmolekularer Teilbewegung im Gefüge ohne Diaphthorese; sie gehören diesbezüglich mit den Tauerngesteinen, den Laaser Gesteinen und manchen Gliedern der Ötztalzone zusammen. Daher ist im Altkristallin vor- und nachkristalline Teilbewegung vorhanden, wobei es fraglich bleiben muß, ob die erstere an Intrusion gebunden ist. Verf. meint, daß es vielleicht gelingt, in den Ötztaler Gesteinen eine Gruppe von mit Intrusion und überdauernder Kristallisation durchbewegter Gesteine aufzustellen und daß ihre Deformation als ältere Tektonik von den jüngeren Bewegungen (Aufschiebung auf das Engadiner Fenster) zu trennen. Anhangsweise bezeichnet Verf. mit Albitisation die Kristallisation der Albite, ohne damit etwas präjudizierendes über die Stoffzufuhr zu sagen. Sie erfolgt in Gestalt einer lokalen Imprägnation des Grundgewebes mit Albit, der mit weitgehender Schonung des schon vorhandenen Gefüges wächst. Die Albit-holoblasten sind isometrisch (und bilden manchmal eine wahre Pflasterstruktur) oder oblong, wobei der längere Durchmesser dem s außerhalb derselben entspricht. Niemals erfolgt die Kristallisation des Einzelindividuums als tektonoblastische Teilbewegung einer Deformation, immer aber ohne Anpassung ihrer Form an gerichtete Spannungen, obwohl es sich um Typen der obersten und mittleren Tiefenstufe handelt. Die Bildung der Albite im Gestein war gleichzeitig und stellt daher eine Entwicklungsphase des Gesteins dar. Durchbewegung ist vor der Albitisation vorhanden, ist aber auch während oder nachher vorhanden und erreicht sogar oft nach der Albitisation den Höhepunkt.

II. Über Kristallisation und Faltung einiger Tiroler Schiefer. Bei vorkristalliner Deformation hat die Kristallisation einer oder mehrerer Gefügeelemente die Deformation überdauert. Deformationen mit unversehrtem kristallinen Gefüge können zeigen entweder korrelierte Korndeformation der Einzelkörner (Molekularbewegung eine zur Deformation korrelierte Differentialbewegung) oder nicht (kristalline Abbildung der fertigen Deformation oder Kristallisation korrelat zur Deformation als eine Differentialbewegung derselben). In den letzten Fall gehören die kristallinen Ausheilungen aller Rupturen im Gestein und die kristallin regenerierten Blastomylonite; bei dieser Kristallisation als Differentialbewegung tektonischer Deformation vollzieht sich auch eine chemische Entmischung des deformierten Gesteinskörpers. Die besten Absatzbedingungen der beweglichen Stoffe bieten offene Rupturen und Stellen mit Inhomogenität des



Druckes, z. B. die Augenwinkel der Augengneisfeldspate; die Stoffe setzen sich an Orten mit günstigen Druckbedingungen ab und wandern von weniger günstigen fort, ohne daß Druckrichtung eine Rolle zu spielen braucht. Ein Gestein, in dem nur gewisse Stoffe solche Kristallisationsbewegungen als Teilbewegung der Deformation machen, wird teilweise fließend umgeformt. Der Fall, daß sämtliche Teilbewegungen in Form von Kristallisationsbewegung geschieht, daß also das Gestein sich wie eine zähflüssige Masse stetig deformiert, ist dem Verf. nicht bekannt. Vielmehr ist Abbildungskristallisation herrschend und Verf. spricht von einer kristallinen Erstarrung mancher heftig durchbewegter kristalliner Schiefer bei ihrer Kristallisation. Die Bezeichnungen eines Körpers als zähflüssig, fest usw. gelten nur unter bestimmten Bedingungen von Temperatur, Druck, Deformationsgeschwindigkeit usw. Die Kleinheit der sich bewegenden Teile eines Körpers im Vergleich zur Größe des zu deformierenden Körpers ist direkt proportional der absoluten Größe der Verschiebung der Teile gegeneinander und bei gleichbleibender Deformationszeit der Geschwindigkeit der Teilbewegung. Diese Beziehung nennt Verf. die Geschwindigkeitsregel der Teilbewegung. Bei Faltung eines körnigen Gesteinskörpers haben die Körner die Faltungszeit zur langsamen Verschiebung gegeneinander zur Verfügung. Durch die Langsamkeit der Teilbewegung ist Auflösung und Kristallisation der sich beständig, aber langsam aneinander verschiebenden Körner möglich, wobei man auch an kristalline Regenerations- oder Erholungspausen während der Durchbewegung des Gesteins denken kann.

Verf. erörtert die von der Kristallisation überholte Faltung der unteren Schieferhülle. In sehr vielen Fällen ist nicht nur der vorkristalline, sondern auch der parakristalline Charakter der Faltung nachzuweisen, so daß die tektonische Deformation der unteren Schieferhülle in der Regel in die Zeit ihrer Kristallisation fällt. In einzelnen Fällen erwähnt Verf. auch nachkristalline Faltung. In parakristallinen Glimmerschiefern z. B. ist ein Teil der Biotite gestaucht und zu Falten gebogen, ein anderer bildet unversehrte Gebälke. In dem Fall eines Albitgneises hat Kristallisation der Feinschichtung und der Albite stattgefunden, dann Durchbewegung und weiter noch Kristallisation. Bei einem Rhätizitphyllit ermöglicht der Glimmergehalt die Trennung allothigenen und authigenen Quarzes. — Die Übersicht ergibt, daß im Schneeberger Zug vorkristalline Faltung überwiegt; die untere Schieferhülle der Zillertaler Gneise zeigt in der Hochfeiler Kuppel vorkristalline, in der Sengesser Kuppel vor- und parakristalline Faltung. Die untere Schieferhülle westlich und nördlich vom Tuxer Gneis zeigt vorkristalline Faltung im Zentralgneis, im Hochstegenkalk und noch über dem tiefsten Marmor, parakristalline Faltung aber über dem tiefsten Marmor, in der über den Hochstegenkalk gefalteten Gneisdecke (Krierkar), nachkristalline in den Rhätizitschiefern der Saxalm, in Marmor, Glimmerschiefer und Gneisphyllonit verschiedener Stellen. Im allgemeinen ist die Faltung in der von der Tauernkristallisation ergriffenen unteren Schieferhülle vor Abschluß der Kristallisation erfolgt, es ist aber

nachweisbar, daß sie auch vor der Hauptphase der Kristallisation oder während derselben erfolgte. Das Überdauern der Kristallisation über die Faltung tritt desto mehr zurück, je mehr man sich vom Gneis entfernt.

**Faltung im Altkristallin.** Beispiele mit vor- und nachkristalliner (letztere z. T. mit Diaphthorese) Teilbewegung wurden untersucht. Eines von den hier beschriebenen Gesteinen, ein stark ungefalteter, Granat und Staurolith führender Glimmerschiefer aus den Kalkkögeln ist ein Musterbild vorkristalliner Faltung, aber im klaren kristallisierten Gefüge sind Inseln stärkster Diaphthorese; es liegt also ein Gestein mit pro- und regressiver Metamorphose im Extrem nebeneinander vor. Verf. zeigt, daß eine kristalloblastische Reihe (Granat-Glimmer-Plagioklas) und daß eine sehr intensive lokale Teilbewegung vorhanden ist, welche die Bewegung im umgestellten *s* gleichsinnig fortsetzt. — Es ergibt sich fast für das ganze untersuchte Tiroler Altkristallin nachkristalline Faltung mit oder ohne diaphthoritische Zersetzung. Die Diaphthorese ergreift ohne primären Zusammenhang mit der Differentialbewegung die bereits deformierten Gefüge und, da dies an den am stärksten durchbewegten Stellen am meisten geschieht, scheint die Durchbewegung die Diaphthorese zu erleichtern. Es ist nicht ausgeschlossen, daß Zersetzung und Teilbewegung einander steigern und lokalisieren. — Im Kristallin der östlichen Zentralalpen wurde nachkristalline Faltung im Albitgneis des Wechsels, parakristalline in den Glimmerschiefern des Lungau gefunden.

**Faltung in phyllitischen Gesteinen.** Im Brixener Quarzphyllit findet man häufig „Gänge“ von gefaltetem Quarz; es sind keine Gänge, sondern es handelte sich vor der Faltung um Quarzlagen in *s*. Den Brixener Quarzphyllit (Albitphyllit) beherrscht einfache Zusammenschiebung mit Umstellung von *s*, mit daher geringer Verbreitung von Differentialüberschiebung. Die Umfaltung (Quarz) und korrelate Umfaltung (Phyllit) erfolgte unter Umständen, bei denen die Quarzlagen nicht fließend, sondern als Körper mit der Fähigkeit zur Leitung gerichteten Druckes sich umformten; die Faltung begann bald vor, bald nach der Albitisation. Zu bemerken ist noch, daß die Albitphyllite des Brixener Quarzphyllites in jeder Beziehung mit den Quarzphylliten des Hochfeiler (untere Schieferhülle) übereinstimmen. Bei einem Quarzphyllit von Vahrn bei Brixen sind die Quarzlagen so gefaltet, daß sie sich im Scharnier nicht berühren; der Raum dazwischen ist ausgefüllt mit grobmechanisch eingeschürften Glimmern. — Im allgemeinen fallen unter den untersuchten Phylliten die nachkristallinen Faltungen auf, sowohl unter den tauernkristallinen Phylliten der oberen Schieferhülle als auch in den Tarntaler Phylliten und in den Tuxer Voralpen (in welcher letzteren auch parakristalline Beispiele dazu treten). Für die Brixener Phyllite ist parakristalline Faltung charakteristisch. Vorkristallin ist die Faltung im Kontakthof des Norites vom Astjoch und in den Kontaktphylliten von Klausen.

Eine Reihe von Falten aus dem böhmischen und finnischen Kristallin sind vorkristallin gefaltet.

Fr. Heritsch.

**Br. Sander:** Aufnahmebericht über das Blatt Sterzing—Franzensfeste. (Verhandl. d. geol. Reichsanst. Wien 1914. 324—327.)

Die Quarzphyllite südlich vom Pustertal sind nach Neubildung von Granat und Biotit stark durchbewegt (Umfaltung bis Linsenbau); sie gleichen daher den Quarzphylliten von Innsbruck und jenen der Schieferhülle. In ihnen liegen dioritische bis noritische Intrusivstöcke. Östlich vom Lappachtal ist das bei Mauls unter dem Kalkphyllit der Schieferhülle liegende Altkristallin mit einem beobachtbaren Ausmaße von 4 km überschoben; das Altkristallin bildet eine schwimmende Scholle (Speikbodendecke), unter ihm tritt das tektonische Liegende im Fenster von Mühlwald heraus. Die altkristallinen Terentner Berge zeigen im großen einen Fächerbau. In den altkristallinen Bergen nördlich vom Brixener Granit hebt sich der Renseugranit mit einem stumpfen Abschluß gegen unten aus den Schieferen heraus; er ist vielleicht ein tektonisch vom Brixener Granit abgetrenntes Stück; dann wäre der letztere mit alpinen und dinarischen Gebieten (im Sinne TERMIER's) verschweißt und keinem der beiden [sofern sie trennbar wären! Ref.] zuteilbar.

Fr. Heritsch.

**Br. Sander:** Über Mesozoicum der Tiroler Zentralalpen. (Verhandl. d. geol. Reichsanst. Wien 1915. 140—148.)

Zwischen den Gesteinen der Kalkkögel bei Innsbruck und den nur 7 km entfernten Kalkalpen liegt der Hauptunterschied in den Basisbildungen der ersteren. Diese Basalbildungen haben eine bunte Zusammensetzung und sind manchem gleich, was sonst im Mesozoicum der Zentralalpen auftritt. Über 1. kristallinen Schieferen (manchmal mit tektonischen Einschaltungen von Trias) liegen 2. Quarzkonglomerat (FRECH's Carbon), 3. weiße Quarzite, 4. die Basalbildungen [a) grauer Bändermarmor mit  $H_2S$ , b) Pyritmergelschiefer, c) schwarze, breccienbildende Kalke], 5. helle Dolomite, 6. Raibler Schichten, 7. Dolomit der Saile, 8. Spuren von rotem Lias. Aus 4 b und 4 c sind ladinische Daonellen bekannt. Fraglich ist es, ob die gesamten Basalbildungen Trias sind, denn es gibt in ihnen Gesteine, welche dem Tauernjura, beziehungsweise dem, was in den Tauern als Rhät gilt, gleichen. Von den Kalkkögeln ist das rhätische Alter der Pyritschiefer der Radstädter Tauern (UHLIG) zu bezweifeln und es ergibt sich die Revisionsbedürftigkeit des Radstädter Tauernmesozoicums um so mehr, als auch in dem Mesozoicum des Brennergebietes Raibler Schichten vorhanden sind.

Fr. Heritsch.

**Br. Sander:** Zur Geologie der Zentralalpen. (Verhandl. d. geol. Reichsanst. Wien 1916. 206—215, 223—231.)

I. Vorbehaltlich der Geltung der Namen alpin und dinarisch hebt Verf. das diesen beiden Gebieten in Tirol Gemeinsame hervor: ähnliches Gesteinsmaterial und ähnliche Kristallisation desselben im Quarzphyllit,

gemeinsame Intrusiva (Granitit und Tonalit), Anklänge an die untere Schieferhülle in den südalpinen Quarzphyllit- und Grauwackengebieten. Dagegen fehlen dem dinarischen Gebiete die alten Marmore, Pegmatite und Orthogneise. Ein Unterschied liegt ferner im Streichen, das südlich vom Brixener Granit meist quer zur alpinodinarischen Kontur geht, nördlich von ihm aber dieser folgt. Ebenso ergeben sich in der Metamorphose Unterschiede. Am Nordrand des Brixener Granites fand statt ein oberflächennaher Anschub des alpinen Kristallins der Maulser Gneise und ihrer dabei tektonisch einbezogenen Einschaltungen (Maulser Trias usw.) gegen älteres, anders gebautes, relativ starres dinarisches Land. Am Nordrand der Maulser Gneise fand Bewegung gegen Norden statt (Speikbodendecke, zu der wahrscheinlich auch der Tonalit der Rieserferner gehört). Östlich vom Brixener Granit berühren sich zwei Areale an einer Grenze, welche auch auf einen Anschub der alten Gneise gegen Süden hinweist. Der gegen Süden gerichtete Schub, der die letzte hier wahrnehmbare größere tektonische Bewegung ist, ist eine oberflächennahe Einschnürung des alpinodinarischen Grenzlandes. Die alpinodinarische Grenze ist in Tirol gegeben durch die Nachbarschaft der alten Gneise und der Phyllite, deren durch gemeinsame Intrusiva verschweißte Grenze durch eine jüngste Bewegung zu einer scharfen Linie wurde.

II. Die Zuteilung vieler zentralalpiner Gebiete zu Ostalpin oder Lepontin ist bei den verschiedenen Autoren (KÖBER, MOHR) recht verschieden. Verf. verweist im Hinblick auf diese Differenzen darauf, daß die Wechselgesteine der unteren Schieferhülle entsprechen, nur ist im Wechsel die Gefügebewegung in höherem Grade nachkristallin. Die unzweifelhafte Tatsache, daß in den Zentralalpen Lepontin auf Ostalpin liegt, hat zur Einwicklungshypothese KÖBER's geführt, die wohl gescheitert ist. Nun zeigt sich noch, daß die „lepontinischen Wurzeln“ (Mauls) im Ostalpin liegen. Mit Recht sagt Verf., daß Mauls, Ortler, Lischanna, Brenner und Radstädter Tauern nebeneinander stehen. Damit ist die Grundfrage verbunden, wie die Folge Quarzit (ostalpin nach KÖBER) — Radstädter Mesozoicum (lepontinisch nach KÖBER) aufzufassen ist, ob da wirklich ein Schubkontakt dazwischen liegt, wie UHLIG-KÖBER annehmen, oder ob, wie im nördlichen Brennergebiete über dem Quarzit eine Triasfolge mit ladinischen und Raibler Schichten liegt.

III. Wenn man die Stellung der nördlichen Kalkalpen als eine Decke, die über die Zentralalpen gewandert ist, aufgibt, ist damit die von TERMIER begründete Deckentheorie in den Ostalpen aufgegeben. Damit steht und fällt auch die Frage, ob die Tauern ein Fenster sind, wenn auch beide Fragen streng genommen getrennt werden können. Verf. sagt, daß die Tauern ihre Hauptdeformation unter schwerer Bedeckung erlitten haben, nimmt den Fenstercharakter der Hohen Tauern als das Wahrscheinlichste an und kennt keinen Beweis, aber auch keinen Gegenbeweis dafür, daß die Kalkalpen die Tauern überstiegen haben.

Fr. Heritsch.

### Finland.

Br. Sander: Studienreise im Grundgebirge Finnlands. (Verh. d. geol. Reichsanst. 1914. 82—99.)

Verf. geht aus von der Erkenntnis der tektonischen Fazies des alpinen Kristallins, von der Bedeutung der *s*-Flächen. In Finland traten ihm die tektonische Fazies mit präkristalliner Teilbewegung und Gesteine des gleichen Kristallisationsgrades ohne Durchbewegung entgegen. Die alpinen Phyllite verdanken ihr Gefüge ihrer Durchbewegung, die Phyllite von Tammerfors sind nicht durchbewegt und kein alpiner Geologe würde sie als Phyllit bezeichnen. Nur stellenweise sind Phyllite von alpinem Typus vorhanden, die bereits SEDERHOLM tektonisch gedeutet hat. — Die steilgestellten bottnischen Schiefer und Konglomerate zeigen keine Teilbewegung im Gefüge, ihre Bewegung erfolgte durch Verschiebung großer Elemente ohne Differentialbewegung im Gefüge (z. B. mit Erhaltung von Kreuzschichtung); ihre Kristallisation ist Abbildungskristallisation vorgefundener sedimentärer Gefüge (Schieferung = Feinschichtung). Das ist eine Ausnahme von der Regel, denn die kristallinen Schiefer sind sonst durchbewegte tektonische Fazies. In Ansehung der nicht durchbewegten Fazies des verschiedensten Kristallisationsgrades in Finland erkennt Verf., daß die Schieferung des alpinen und des anderen Kristallins in sehr vielen Fällen trotz aller Weiterbildung durch Teilbewegung in *s* und Kristalloblastese wesentlich auf Feinschichtung zurückgeht, daß Abbildungskristallisation und Ausarbeitung durch Teilbewegung in *s* die Hauptfaktoren bei der Entstehung kristalliner Schiefer sind, während das RIEKE'sche Prinzip für sich allein überhaupt keine Schieferung quer zu *s* zustande bringt. Im Gegensatz zu BECKE's Lehre betont Verf., daß im Gesteinsmaterial der Tauern, wie die Reliktstrukturen in den Holoblasten von Granat, Albit usw. ergeben, Feinschichtung schon vor deren Entstehung vorhanden war und daß niemals Kristallisationschieferung quer zu *s* auftritt, welche nur durch molekulare und nichtmolekulare Teilbewegung in *s* ausgearbeitet, kristallin abgebildet und zuweilen nach dem Prinzip der Zirkulationserleichterung in *s* gesteigert wird. Für das mit Abwesenheit gerichteter Spannungen erklärte Fehlen der Schieferung in tiefen Zonen kommt noch in Betracht, daß eine durch molekulare oder nichtmolekulare Teilbewegung entstehende Schieferung nur bei Ausweichmöglichkeiten denkbar ist. Für die Entstehung horizontaler Schieferung kommen in Betracht der radiale Druck der Schwerkraft, tangentielle Schubspannungen, für die Entstehung der Schieferung in nichthorizontaler Richtung tangentielle Normalspannungen und daraus abgelenkte Schubspannungen. Verf. meint, daß Schieferung in erster Linie durch tangentielle Spannungen entsteht.

Es ist der Fall möglich, daß die der Deformation entsprechenden Teilbewegungen als Kristallisation vor sich gingen, daß also keine Korndeformation, sondern reine Kristallisationsbewegung vorhanden ist. Unter die reinen Kristallisationsbewegungen gehören die Fluidalstrukturen der Erstarrungsgesteine und Fälle, in denen Deformation und Erstarrung

ganz oder teilweise zugleich vor sich gingen. Im Falle von Aufschmelzung oder Erweichung ist eine teilweise Erhaltung älterer Strukturen möglich und es können bei unvollkommener Einflüssigung gerichtete Spannungen zum Ausdruck kommen. Fluidale, stetige, weiche Verschlingung, Faltung ohne Kristallisation im Gefüge entstehen, wenn während der Deformation für vollkommene Verhinderung un stetiger Ausweichmöglichkeiten durch Umschließung, wenn also für hohen Druck gesorgt ist. Sind gerichtete Spannungen im Gefüge nachweisbar, so erfolgte die Bewegung nicht im flüssigen, sondern höchstens im erweichten Zustande. Eine besondere Stellung innerhalb der tektonischen Fazies nahmen die Adergneise oder Migmatite mit pygmatischer Faltung ein. Eine Gruppe derselben ist durchbewegt (Faltung und Verschlingung der Gefügeflächen), aber es fehlen zur Durchbewegung die Zerbrechungen im Gefüge; die Kristallisation hat daher gleichzeitig oder nach der Bewegung stattgefunden. Von diesem Fall gibt es Übergänge zu den blastomylonitischen Typen. Die scheinbar wirre Regellosigkeit der Falten läßt sich sowohl in Finnland als auch im Waldviertel noch gut zu größeren Bewegungen summieren. Im allgemeinen ist diese Summierbarkeit um so schwerer, als sich der Zustand während der Deformation einem flüssigen näherte. Aus der scheinbar wirren Regellosigkeit der pygmatischen Falten läßt sich eine Regel doch zuweilen feststellen, welche dem Deformationsbild von Quarzgängen im Brixener Quarzphyllit analog ist. In den Alpen gibt es auch mit oder ohne kristalline Mobilisation durchbewegte, den pygmatischen Faltungen gleichende tektonische Profile. Im Fall von präkristalliner Deformation und von granitisierten Arealen entsprechen solche Profile (Tauern) in vieler Hinsicht den kleinen Modellen der pygmatischen Faltung. Der Unterschied liegt in der Kleinheit der nordischen Faltung.

Im Gebiet von Orijärvi liegt von einer Schieferhülle unkleideter Granit mit Parallelkontakt ohne Apophysen und Aderbildung, dem ein lückenhafter Kontakthof zugehört. Der Granit und seine z. T. kontaktmetamorphe Hülle haben sich regional verändert ohne Änderung der von ESKOLA für älter gehaltenen Kontakterscheinungen. Unter den Schiefen gibt es stark durchbewegte alpine Typen. Sie stehen dem moldanubisch-alpinen Altkristallin einerseits, den moravisch-tauernkristallinen Gesteinen andererseits, besonders aber der ersteren Gruppe näher als dem nicht-tektonischen Kristallin Finnlands. In den Tauern und in Mähren wird die tektonische Fazies in der Hülle des Granits von manchen Autoren der Überschiebung des Granites durch Decken zugeordnet. In Finnland sollen die inneren Hüllen des Granits jünger sein als die äußeren. Ein Vergleich von Finnland mit den Tauern und mit Mähren wird damit rechnen müssen, daß die weitere Umgebung der Granithülle aus Kristallin mit Zeichen von Erweichung unter Granitisation steht. Fr. Heritsch.

## Spanien.

**Faura i Sans:** Naturalesa, origen i edat de formació de les Bauxites de la Serra de la Llacuna. (Butletí de la Institució Catalana d'Història Natural 1918.)

Ein kurzer Bericht über chemische Zusammensetzung, Entstehungsbedingungen und Alter der Bauxite der Sierra de la Llacuna.

Wurm.

## Ägäisch-pontisches Gebiet.

**Walther Penck:** Grundzüge der Geologie des Bosphorus. (Veröffentl. d. Inst. f. Meeresk. an der Universität Berlin. Neue Folge: A. Heft 4. 1919. 1—71.)

W. PENCK, der im Jahre 1915 als Professor an die damals gegründete deutsche Universität in Konstantinopel berufen wurde, nahm die Gelegenheit wahr, das in der Literatur schon mehrfach erörterte Meerengenproblem in Angriff zu nehmen und durch genaue Begehungen, die den früheren Forschern wegen der eigentümlichen Lage dieses Gebietes aus politischen Rücksichten nur selten gestattet waren, neue Grundlagen zu schaffen. Wesentlich unterstützt wurde er hierbei durch die vom Berliner Institut für Meereskunde vorgenommenen Messungen und hydrographischen Beobachtungen. Über die Dardanellen berichtete PENCK in einer 1917 in der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin erschienenen Arbeit: Bau- und Oberflächenformen der Dardanellenlandschaft.

Die von der stromähnlichen Meeresstraße des Bosphorus durchschnittene thrazisch-bithynische Landschwelle besteht in ihrem Gerüst aus gefalteten altpaläozoischen Schichten, deren Hauptglied, das fossilführende Devon, schon seit den Forschungen von TSCHEHATSCHOFF die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt hat. Die Untersuchungen von PENCK haben gezeigt, daß wir drei große Gruppen zu unterscheiden haben:

1. Die im allgemeinen fossillere thrazische Sandstein-Tonschieferserie westlich des Bosphorus, in der nur schachtelhalmähnliche Pflanzenstängel gefunden wurden. Konglomerateinschlüsse kommen vor. Die Altersfrage ist ungelöst, doch meint PENCK, daß der untere Teil dieser Gruppe als Kontinentalfazies des Bosphorusdevon aufgefaßt werden kann, da westlich der Meerenge in der Grenzzone der beiden Serien ein den Abschluß des marinen Devonprofils bildender Kieselschieferhorizont auch mit den oberen Teilen der thrazischen Serie durch Übergänge verknüpft erscheint. Allerdings ist diese Zone stark gestört und zerknittert, so daß ein abschließendes Urteil verfrüht wäre.

2. Das fossilführende Devon, das in eine nördliche, vorwiegend aus Grauwacken, Tonschiefern und Knollenkalken bestehende „bosporianische“ und in eine südliche, an der Marmaraküste verbreitete und vorwiegend aus Kalken bestehende „Pendikfazies“ zerfällt. Die ältesten Fossilien

sind *Halysites* sp. und *Pentamerus pseudo-Knighti*. Im übrigen ist die obere Koblenzfauna reich vertreten, während die über ihr liegende Knollenkalkstufe sehr fossilarm ist. Oberdevon ist nicht nachgewiesen; die in der Literatur angeführten Fossilien stammen in Wahrheit aus dem Antitaurus.

3. Die fast ganz auf die bithynische Halbinsel und die Prinzeninseln beschränkte, dem Devon diskordant aufgelagerte Quarzitisserie, die häufig mit Grauwacken beginnt und eingeschaltete Konglomerate enthält.

Die alten Gesteinsreihen sind von zwei Faltungen betroffen, deren ältere vor Ablagerung der wohl in der Hauptsache carbonischen Quarzitisserie erfolgte und mit Vorbehalt dem Zeitabschnitt Oberdevon bis Carbon zugewiesen werden darf, während die jüngere vermutlich im Perm stattfand und anderwärts durch die diskordante Auflagerung der bithynischen Trias auf dem Paläozoicum bezeichnet wird.

Die Falten der alten Schichten ziehen zwischen dem thrazischen und dem karisch-lydischen kristallinen Massiv mit N—S bis SSW—NNO-Streichen durch und biegen am mittleren Bosphorus nach Nordwesten um. Eine Aufschiebung der thrazischen Serie auf das Bosphorusdevon ist stellenweise eingetreten. Bemerkenswert ist, daß die Falten auch einem nordsüdlich wirkenden Druck ausgesetzt waren, der nicht nur im Auf und Ab der Sättel und Mulden, sondern auch in kräftiger transversaler Schieferung zum Ausdruck kommt. Ein im Innern der bithynischen Halbinsel die Quarzitisserie durchbrechender Granitstock gehört offenkundig in die jüngere Phase der Faltenperiode; ein Vergleich mit varistischen Batholithen drängt sich auf.

Während des Tertiär, und zwar in der Zeit nach Ablagerung der Nummulitenschichten der pontischen Uferregion und vor dem jungen Neogen Thraziens kamen andesitische bis trachytische, zum Teil auch basaltische Eruptivgesteine zum Durchbruch und durchschwärmten die alten Schichten in Form zahlreicher Gänge. (Cretacische Eruptionen im westpontischen Gebiet wies neuerdings FLIEGEL nach. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1920.)

Wie fast überall am Rande des thrazischen Ergenebeckens liegen auch westlich von Konstantinopel gefaltete Nummulitenschichten und Korallenkalk des Mitteleocän diskordant auf der paläozoischen Gesteinsgruppe. Die auf Gallipoli und im Südwestteile des Ergenebeckens vorhandenen brakischen Cyrenenschichten des Oligocän fehlen und es transgredieren im Bereiche der alten byzantinischen Stadtmauern ungefaltete, aber noch wellig verbogene Sandsteine, Tone und knotige Kalke mit *Melanopsis costata*, welche die Ablagerung der vorwiegend aus knolligen Nulliporenkalken, Lumachellen und Tonen bestehenden *Maetra podolica*-Bänke der sarmatischen Stufe einleiten. In deren Hangendem folgen die seit HOCHSTETTER als levantinisch bezeichneten Süßwasserkalke mit *Melanopsis*, *Unio*, *Paludina*, *Planorbis* und *Hydrobia*, die weiter westlich bei Halkali am kleinen Tschekmedschesee mit einer basalen Zone von fluviatilen Schottern auf das gefaltete Eocän übergreifen. Es fehlt also das Oligocän und das am Golf von Saros bekannte mediterrane Miocän; auch die in Südwestthrazien sehr verbreitete brakische Congerienfauna mit *Melanopsis incerta*, *M. costata*, *Congeria balatonica* und *Cardium gracile* ist nicht



zu finden. Die Tatsache, daß schon nördlich von San Stefano die *Mastra*-Schichten unter der levantinischen Kalkplatte verschwunden sind, während man sie in großer Nähe an der Marmaraküste noch kennt, zeigt, daß nach ihrer Ablagerung Bewegungen eintraten, die zeitlich der pontischen Stufe, also der Übergangsepisode zwischen Miocän und Pliocän, zuzuweisen sind. Nördlich der Breite von Stambul fehlen am Bosphorus Süßwasserkalke, hingegen sind klastische, an Kieselhölzern ziemlich reiche Ablagerungen: die von HOCHSTETTER zur thrazischen Stufe gerechneten „Belgrader Schotter“ (nach dem Belgrader Walde bei Konstantinopel benannt) zu beiden Seiten der Meerenge als Auflagerung auf dem Paläozoicum vorhanden. Diese im allgemeinen von Sanden, bei Agatschly-Bekleme am Ufer des Schwarzen Meeres auch von lignitführenden Tonen unterlagerten rotbraunen, durch Vorherrschen quarziger Komponenten ausgezeichneten Flußablagerungen haben Ähnlichkeit mit den über den Congerienschichten liegenden Belvedere-schottern von Wien. Ihre obere, in der Hauptsache aus den genannten Schottern bestehende Abteilung transgrediert weithin über die tiefere hinweg und stellt wohl ein zeitliches Äquivalent der linnischen Kalke westlich von Stambul dar.

Nahe am Eingang in den Ismid-Golf wurden bei Eski-Hissar in den Schottern *Mastodon Pandionis* FALK., *Stegodon Clifti* FALK., *Hippotherium* sp. und *Equus* sp. von TOULA bestimmt, eine Fauna, deren Proboscidier aus den mittleren Siwalikschichten Indiens beschrieben wurden und mit diesen noch auf pontische Stufe hinweisen, während die Equiden an jüngere Formen erinnern.

Das fluviatile Neogen verhüllt ein von den heutigen Formen völlig abweichendes Relief; die sandig-tonigen unteren Schichten sind nur in dessen Vertiefungen erhalten. Die größte Mächtigkeit erlangen diese Ablagerungen nordwestlich des Bosphorus im pontischen Randgebiet, dem die ablagernden Gerinne zustrebten.

Der für die fluviatilen Ablagerungen am Bosphorus und in anderen Gebieten Südosteuropas gebrauchte Name thrazische Schotter ist nicht als Stufenbezeichnung, sondern als Faziesbegriff zu denken, da sowohl pontische wie levantinische Seeablagerungen ihre fluviatilen Äquivalente haben, die nach dem Schwinden der Seen selbstverständlich über deren Bodenabsätze griffen und durch die jüngsten, über das Oberpliocän hinausreichenden Bewegungen selbst wieder Umlagerungen ausgesetzt wurden.

Der Prozeß der Beckenbildung, d. h. die sinkende Tendenz des Beckeninneren im Verhältnis zu seiner Umrahmung, erfuhr im Laufe der Neogenzeit gewisse Veränderungen und allmählich wanderte das Gebiet größter Tiefe nach dem Marmarabecken, so daß die thrazische Depression veränderte, während in der Marmaragegend die sinkende Tendenz noch heute andauert. Selbstverständlich ist der Vorgang der Beckensenkung nur ein relativer, denn die Verdrängung der salzigen Wässer der sarmatischen Zeit durch die späteren Süßwasseransammlungen ist nur möglich, wenn das Becken als Ganzes oder sein Rand eine Erhebung gegenüber dem Meeresniveau erfuhr und einen Abfluß erhielt.

Die Lösung des Bosphorusproblems muß von der morphologischen Geschichte des Gebiets ausgehen. Das durch die pontischen Bewegungen geschaffene Relief, von dem bereits die Rede war, wurde im Laufe der Ablagerungszeit der thrasischen Schotter allmählich in eine Rumpffläche (Perafläche von Cvijič) verwandelt, über die nur die höchsten Horizonte der Schotter transgredieren. In deren Zeit, also ungefähr in das Mittelpliocän, fällt die Vollendung dieser gemilderten Oberflächenformen. Sie zeigen auf der europäischen Seite der Meerenge eine schwache Gliederung durch seichte breite Talzüge, während auf der asiatischen Seite die Widerstandsfähigkeit der Quarzite mehr kuppige Formen bedingt, zwischen die sich die Ausläufer der Rumpfebene hineinziehen. Eine Bosphorusrinne war damals noch nicht vorhanden, die Entwässerung ging von der bithynischen Halbinsel gegen Nordwesten über deren heutigen Bereich hinweg. Die Belgrader Schotter bestehen nach PENCK's Feststellungen vorwiegend aus Gesteinen der bithynischen Quarzitzerie und zeigen Abnahme der Korngröße in westlicher Richtung. Mit steilen Hängen sind der Bosphorus und seine Nebentäler in die Verebnung eingesenkt. Sie verdanken ihre Entstehung einer jungpliocänen Bewegung, die ein ganz neues, vom früheren unabhängiges Erosionsrelief schuf. Die gestörte Rumpffläche liegt im nördlichen Bosphorusbereich 220—230 m, im mittleren 130—150 m, bei Stambul 60—70 m hoch und sinkt schließlich unter den Spiegel des Marmarameeres, so daß die den Quarzithärtlingen Bithyniens vergleichbaren Prinzeninseln noch über den Wasserspiegel ragen. Während so die schräg gestellte Fläche sanft nach Süden untertaucht, bricht ihr gehobener Anteil an der Pontusküste mit einer westöstlichen Störungsline ab und ist nicht in die sinkende Bewegung des Pontusbeckens mit einbezogen. Bei Agatschly liegen noch jungquartäre Tone mit Ostreen der heutigen Fauna 5 m über dem Schwarzen Meere.

Der Vorgang der einseitigen Hebung der Rumpffläche vollzog sich allmählich. Man beobachtet in dem südlich gerichteten Alibey-Kiathanetal (Oberlauf des Goldenen Horns) eine deutliche, vermutlich in das Oberpliocän zu stellende Hochterrasse, die im Norden fast 100, im Süden nur 30—40 m unter der Rumpffläche liegt. Auch die schon sicher dem Quartär zugehörigen Niederterrassen zeigen wenigstens noch Andeutungen dieses Vorganges.

Am Bosphorus selbst sind weder in der Hochterrasse noch in den Niederterrassen marine oder limnische Fossilien vorhanden. Es handelt sich um rein fluviatile Gebilde, die jenen der Nebentäler entsprechen. Nach PENCK sind die Bosphorusterrassen auch nicht Sohlenreste eines Stromes, der zwei stehende Gewässer verband, sei es, daß der Abfluß vom Pontus zum Ägäischen Meere (Ansicht von ANDRUSSOW, TOULA) oder umgekehrt (ENGLISH, HOERNES) gerichtet war. Ein solcher Strom müßte sich ein Tal höherer Ordnung geschaffen haben und die Mündungen aller Nebentäler müßten über der vertieften Stromrinne hängen. Dies trifft aber für das Alibey-Kiathanetal nicht zu, das sich in der Rinne des Goldenen Horns und durch diese in die Bosphorussohle gleichmäßig fortsetzt. Die Annahme, daß im oberen Pliocän, als die *Dreissensia polymorpha*-führenden Tschauda-

schichten von Kertsch mit gleicher Fauna auch bei Gallipoli abgelagert wurden, die Verbindung durch die Bosphorusfurche hergestellt wurde, schließt PENCK aus.

Die unter der Leitung von Prof. MERZ aus Berlin ausgeführten neuen Lotungen im Meerengebiet haben die früheren englischen Messungen erheblich vervollständigt und den Beweis geliefert, daß das Goldene Horn die Anfänge der heutigen Bosphorusrinne birgt und vom Marmarameer durch eine von der Serailspitze gegen Skutari ziehende versenkte Schwelle geschieden ist. Letztere liegt rund 36 m unter dem Wasserspiegel, während das Bosphorustal nördlich davon etwas über 40—50 m tief ist. Es besteht also eine ertrunkene Wasserscheide, die nach den Erhebungen felsiger Natur ist und den unmittelbar nördlich von ihr liegenden Teil des Bosphorus gegen die erodierende Wirkung des mit großer Kraft (bis 2 m in der Sekunde) nach Norden ziehenden marinen Unterstromes schützt. Weiter nördlich, wo dies nicht der Fall ist, zeigen die einmündenden Täler submarine Stufenmündungen, die meist in 30—25 m Tiefe liegen, während die Bosphorussohle stellenweise bis über 90 m eingesenkt ist, was auf ihre Vertiefung durch die starke Salzwasserströmung zurückgeführt wird.

Das Erosionstal des Bosphorus, also die durch die Serailschwelle vom Marmarabecken geschiedene Furche Kiathane—Goldenes Horn—Bosphorus wurde während des Quartär durch Senkung ertränkt und so das durch *Dreissensia polymorpha* u. a. charakterisierte spätpliocäne Binnenbecken des Pontus in einen Annex des Mittelmeeres verwandelt. Es wanderte z. B. *Ostrea adriatica* ein und, nebenbei bemerkt, inkrustieren nach den Beobachtungen ANDRUSSOW's Caryophyllien gelegentlich Schalen von zu Grunde gegangenen Dreissensien auf dem Boden des Schwarzen Meeres.

Die aus den morphologischen Verhältnissen der Rinne des Goldenen Horns gezogenen Schlußfolgerungen sind, wie PENCK bemerkt, nur Beweise für die Endstadien der Flußgeschichte des Bosphorus und es erhebt sich die Frage, ob die erwähnte ertränkte Wasserscheide auch während der Hoch- und Niederterrassenstadien eine solche war. Der Verfasser verspricht dieses für die Geschichte des Pontus sehr wichtige Problem in einer neuen Arbeit, von der wir auch eine Betrachtung der Dardanellengeschichte erwarten dürfen, zu behandeln.

Soweit man die Sache jetzt auf Grund der von PENCK veröffentlichten Beobachtungen überblickt, spricht nach Ansicht des Referenten die postlevantinische Schrägstellung der Perarumpffläche und der Hochterrasse gegen die Annahme, daß sich auf dieser gegen das Marmarabecken abdachenden Platte gleich zu Beginn der neuen Erosionsphase ein Entwässerungssystem entwickelte, in dem das südgerichtete Kiathanetal seine Fortsetzung in einem direkt entgegengesetzt und gegen das Gefälle der Rumpffläche gewendeten Bosphorustalstück fand. Man möchte vermuten, daß letzteres damals, etwa zur Zeit der Tschaudaschichten, von einem gleichfalls zum Marmarabecken gerichteten, der Rumpfflächenabdachung folgenden Abfluß geschaffen wurde und daß erst im Endabschnitt dieser Erosionsphase hierin ein Wandel eintrat, indem sich der Wasserspiegel des Pontus

entweder relativ (durch rasche Schwellenhebung) oder absolut (durch Schrumpfung in einer trockenen Altquartärphase?) senkte, womit der Pontus in ein Binnengewässer vom Kaspitypus verwandelt wurde. Dieses hätte dann die Entwässerung der Bosporusrinne an sich gezogen, so daß letztere durch rückschreitende Erosion umgestaltet wurde, bis sie das Wasser des Kiathanetales dem Marmarabereich abzapfte. Die submarine Serailschwelle ist eine Talwasserscheide in dem zerfallenen alten Tal. Damit wäre das von PENCK aus den morphologischen Verhältnissen folgerichtig abgeleitete Stadium der Talgeschichte erreicht, das mit dem Hereingreifen der Marmarassenkung und der dadurch bewirkten Umwandlung des Tales in eine Meeresstraße sein Ende fand.

Auch die bis auf etwa 80 m Tiefe eingesenkte Dardanellenrinne, auf deren Westseite hochgelegene thrazische Schotter mit kleinasiatischen Andesitgeröllen auftreten, ist wie der Bosphorus erst nach dem unteren Pliocän erodiert, aber im Gegensatz zu letzterem nicht in alten Gesteinen, sondern in einer mächtigen tertiären Sedimentationsregion, die in nachpontischer Zeit zu einer WSW streichenden Bruchmulde umgestaltet wurde. Einen wichtigen Unterschied gegenüber dem Bosphorus bedeutet auch das Auftreten gehobener jungquartärer Muschelbänke mit Ostreen u. a. in 70, 50 und 20 m Höhe — eine Erscheinung, die schon für sich allein zeigt, daß trotz gewisser Formähnlichkeiten beider Meeresstraßen der Gang der Ereignisse doch in vielen Stücken abwich. Die jüngste Ausräumung der Dardanellenrinne schreibt PENCK der erodierenden Kraft der starken unteren, salzigen Strömung zu.

Die schwierig zu enträtselnde morphologische Geschichte des ägäischpontischen Gebietes, deren Probleme bereits wiederholt angeschnitten wurden, aber wegen der vielen hier einmündenden Fragen nur schrittweise gelöst werden können, ist durch die genauen Beobachtungen PENCK's und seine daraus gezogenen Schlußfolgerungen um sehr wichtige Gesichtspunkte bereichert und wir dürfen von der in Aussicht gestellten weiteren Behandlung der Meerengenfrage noch interessante Fortschritte auf diesem Gebiete der Paläogeographie erwarten.

F. KOßMAT.

### Nordamerika.

- Udden, J. A.: Notes on the geology of the Glass Mountains, sowie:  
 Baker, C. L. and W. F. Bowman: Geologic Exploration of the Southeastern Front Range of Trans-Pecos, Texas. Univ. of Texas Bull. 1753. 1917. 177 p. 12 Taf. 1 Karte. [Ref. Amer. Journ. (4.) 47. 79 u. 387. 1919.]
- Hatch, L.: Marine terraces in South eastern Connecticut. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 44. 319—330. 5 Fig. 1917.)
- White, J. C.: West Virginia Geological Survey. Jefferson, Berkeley and Morgan Co., by Grimsley. 644 p. 20 Fig. 37 Taf. 3 Kart. [Ref. Amer. Journ. (4.) 43. 419 p. 1917.]

- Steward, J. S.: Geology of the disturbed belt of southwestern Alberta (Geol. Surv. Canada, Mem. 112. 71 p. 5 Taf. Karte. 1919.) [Ref. Amer. Journ. (4.) 49. 83. 1920.]
- Dumbala, E. T.: Geology of the northern end of the Tampico embayment area. (Proc. Calif. Acad. Sc. (4.) 8. 113—156. 1918.) [Ref. Amer. Journ. (4.) 47. 79. 1919.]
- Knopf, A.: A geologic reconnaissance of the Inyo Range and the eastern slope of the Sierra Nevada, Cal.; with a section on the stratigraphy of the Inyo Range; by EDWIN KIRK. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 110. 1918. 130 p. 23 Taf. 8 Fig.)
- Spencer, J. W.: Origin and age of the Ontario shoreline. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 43. 351—362. 4 Fig. 1917.)
- Foye, W. G.: The geology of the Lan Island. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 43. 348—350. 1917.)
- Alden, W. C.: The Quaternary Geology of Southeastern Wisconsin. (U. S. Geol. Surv. Profess. Pap. 106. 356 p. 39 Taf. 21 Fig. Washington 1918.) [Ref. Amer. Journ. (4.) 47. 143. 1919.]
- Giles, A. W.: Brecciation in the Niagara Limestone at Rochester, New York. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 47. 349—354. 2 Fig. 1919.)
- Dean, R. S.: The formation of Missouri cherts. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 45. 411—415. 1918.)
- Spencer, A. C.: The geology and ore deposits of Ely, Nevada. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 189. 1917. 189 p. 15 Taf. 4 Fig.)
- Knopf, A.: Geology and ore deposits of the Yerington district, Nevada. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 114. 1918. 68 p. 5 Taf. 12 Fig.)
- Hindgren, W. and G. F. Loughlin: Geology and ore deposits on the Tintic mining district, Utah. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 107. 1918. 282 p. 39 Taf. 49 Fig.) [Ref. Amer. Journ. (4.) 48. 246. 1919.]
- Daney, F. B.: The geology and ore deposits of the Virgilina district of Virginia and North Carolina. (Virginia Geol. Surv. Bull. 14. 176 p. 20 Taf. 16 Fig. Charlottesville 1917.) [Ref. Amer. Journ. (4.) 45. 476. 1918.]
- Umpleby, J. B.: Geology and ore deposits of the Mackay Region, Idaho. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. No. 97. 36 p. 1 Taf. 3 Fig. 1917.)
- Bastin, E. S. and J. M. Hill: Economic Geology of Gilpin Co. and adjacent parts of Clear Creek and Boulder Co., Colorado. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. No. 94. 379 p. 23 Taf. 79 Fig. 1917.)
- Pardee, J. T.: Geology and mineral deposits of the Colville Indian Reservation, Wash. (U. S. Geol. Surv. Bull. 677. 1917. 186 p. 12 Taf. 1 Fig.)
- Hinds, H.: The geology and coal resources of Buchanan Co. (Virginia Geol. Surv. 18. Charlottesville 1918.) [Ref. Amer. Journ. (4.) 48. 77. 1919.]
- Du Pre Smith, Warren: Geology of the Oregon cascades. (Unif. of Oregon Bull. 14. 54 p. 1 Taf. 1917.) [Ref. Amer. Journ. (4.) 46. 546. 1918.]

- Gregory, H. E.: Geology of the Navajo Country, a reconnaissance of parts of Arizona, New Mexico and Utah. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 93. 1917. 161 p. 34 Taf. 3 Fig.) [Ref. Amer. Journ. (4.) 45. 145. 1918.]
- Twenhofel, W. H.: The chert of the Wreford and Foraker Limestones along the state-line of Kansas and Oklahoma. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 47. 407—429. 1919.)
- Mac Kenzie, J. D.: Geology of Graham Island, British Columbia. (U. S. Bureau of Mines, Bull. No. 88. 221 p. 2 Kart. 16. Taf. 23 Fig. 1916?)

### Südamerika.

- Maury, Carlotta J.: A Contribution to the Paleontology of Trinidad. (Journ. Ac. Nat. Sci. Philad. (2.) 15. p. 25—112. Mit 9 Taf. Philadelphia 1912.)
- Bowman, J.: The Andes of Southern Peru. 336 p. 204 Fig. New York 1916. [Ref. Amer. Journ. (4.) 43. p. 416. 1917.]

### Afrika.

- Du Toit, A. L. and A. W. Rogers: The geology of Past of the Transkei. (Geol. Surv. S. Africa, Cape Sheet. 27. 1917. 32 p. gr. Karte.) [Ref. Amer. Journ. (4.) 45. 146. 1918.]

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1921

Band/Volume: [1921](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1151-1227](#)