Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

F. Frech: Über das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. (Zeitschr. Deutsch. u. Österr. Alpenver. 1903. 34 p. 31. 17 Fig. 1 Taf. [Panorama der Tribulaungruppe].)

Im Anfang der 90er Jahre wurde im Auftrag des Deutsch-Österreichischen Alpenvereins unter Leitung des Unterzeichneten eine geologische Einzelaufnahme der Tiroler Zentralalpen zwischen Innsbruck und Steinach einerseits, dem Olperer und dem Zuckerhütl andererseits ausgeführt. Die Karte wurde im Maßstab 1:25 000 aufgenommen und später 1:75 000 veröffentlicht. Über die in den wissenschaftlichen Ergänzungsheften des Deutsch-Österreichischen Alpenvereins im Jahre 1905 veröffentlichte Bearbeitung der Tektonik und Stratigraphie der Tiroler Zentralalpen ist schon in dies. Jahrb. 1909. II. 420- referiert worden. Es seien aber hier die auf die geologisch tätigen Teilnehmer bezüglichen Auslassungen ergänzt: Prof. Dr. MICHAEL, dessen Name als kartographischer Bearbeiter des Sellrainer Gebiets, sogar auf dem Titelblatt der Karte gedruckt steht, ist, ebensowenig Prof. Dr. R. LEONHARD und R. H. SCHMITT, erwähnt. Die Namen der wichtigeren Berge und Täler sind durch Schreib- oder Druckfehler entstellt (Wolfersdorn statt Wolfendorn, Stubbai statt Stubai).

Die auf seine Mitarbeiter bezüglichen Auslassungen glaubte Verf. so bald wie möglich berichtigen zu sollen und stellt im folgenden nur die geomorphologischen Ergebnisse der kurz vor der tektonischen Darstellung veröffentlichten obigen Arbeit zusammen:

I. Die bezeichnenden Züge prägt in das Antlitz der Gebirge die Eiszeit und das Vorhandensein oder Fehlen gegenwärtiger Gletscher.

II. Die Übertiefung, d. i. die übermäßig starke Vertiefung der alpinen Haupttäler ist nicht durch die Arbeit des Gletschereises, sondern durch intensive Erosion der glazialen Schmelzwasser während der interglazialen Episoden und während des Gletscherrückzuges hervorgerufen. Die Übertiefung der nordischen Fjorde und der anschließenden Täler beruht auf der gleichen Ursache.

III. Ein letztes, fünftes Rückzugsstadium der alpinen Gletscher (Tribulaunstadium) wird durch zahlreiche frische Moränen vertreten und entspricht einer Lage der Schneelinie 200 m unterhalb der heutigen.

IV. Das zwischen zwei Moränen befindliche Pflanzenlager von Hötting bei Innsbruck ist, wie das Beispiel der auf dem Gletscher wachsenden Wälder des Mount Elias zeigt, nicht ein Beweis für ein besonders warmes Interglazialklima, sondern bezeugt nur das Fehlen der waldlosen Hochgebirgsweiden zwischen Gletscherzunge und Waldregion.

V. Die Brennerfurche ist durch die Breitenentwicklung der von Norden nach Süden hinüberreichenden, leicht zerstörbaren Brennerphyllite vorgezeichnet. Die ehemals überall vorhandene Decke jüngerer (triadischer) Kalke war schon bei der Aufwölbung der Gebirge zerstückelt und zerstört, da die Anordnung der Talnetze der im Urgebirge herrschenden entspricht.

VI. Die Höhe der Kämme und die Lage der beherrschenden Gipfel wird vornehmlich durch den Abstand von den nächsten Haupttälern bedingt.

VII. Die nördliche bis nordwestliche Lage der Wetterseite bedingt bei der Mehrzahl der Ostalpengipfel die entsprechende Lage des Steilabsturzes und damit u. a. die natürliche Anstiegroute. Die ziemlich zahlreichen Ausnahmen werden durch die Lage des Gipfels in der Kette, Gesteinswechsel und tektonische Brüche erklärt.

VIII. Die Charakterformen der Gesteine gehören einem bestimmten Höhengürtel an: 1700—3000 m; nach oben verhüllt Firnbedeckung, nach unten der Pflanzenwuchs die bezeichnenden Umrisse des Gebirgsskelettes.

Frech,

F. Frech: Das Antlitz der Hochgebirge. (Aus der Natur. 2. 1906. 31 Textfig. 7 Taf. 53 p.)

Für die Ausbildung alpiner Landschaftsformen ist das Vorhandensein einer Vergletscherung in der Gegenwart oder in einer nicht allzu abgelegenen Vergangenheit von ausschlaggebender Bedeutung. Die hochalpinen Bergformen sind ein wesentlich durch Spaltenfrost bedingter Verwitterungszustand, der nicht von der Höhe, sondern von der Niederschlagsverteilung und der geographischen Breite abhängt. Dieselben Spitzen und Zacken finden sich nördlich des Polarkreises in geringer Entfernung über dem Meere, in Norwegen zwischen 2000 und 2500 m, in den Alpen von ca. 2800 m an aufwärts¹, in südlicher gelegenen Hochgebirgen (Himalaja) erst über 4000 m bzw. 5000 m. Genügende Feuchtigkeit ist die Vorbedingung für intensive Wirkung des Spaltenfrostes. Hochgebirge im Steppenkleide zeigen daher auch zwischen 3500 m und 5000 m Höhe Mittelgebirgsrücken.

Die ungleiche Erwärmung arbeitet in bedeutender Höhe dem Spaltenfrost vor; die Tätigkeit der Staublawinen erhöht die Steilheit der vor-

¹ Hier jedoch in besonders mannigfaltiger Ausbildung und daher auch in wechselnder Höhe.

handenen Wände. Abgesehen von der direkten Wirkung des Spaltenfrostes wird die Bildung der Hochgebirgsformen durch die zwischen Waldgrenze und Firngrenze einsetzende Bildung der nischenförmigen Kare gefördert. Ihr flacher Boden wird von Schneeanhäufungen oder kleinen Gletschern und nach deren Verschwinden häufig von kleinen Seen eingenommen. Außer in den Kar-Nischen liegen kleine Hochgebirgsseen noch auf den ausgeschliffenen Sockeln am Fuße der Steilwände.

Die Schneegruben und die Teiche des Riesengebirges stellen die ersten Ansätze zur Ausbildung der Hochgebirgsformen dar, die hohe Tatra ist der Typus eines nicht gegenwärtig mehr vergletscherten, durch hochalpine Form ausgezeichneten Gebirges.

Für die Entwicklung der Charakterformen der verschiedenen Gesteine ist die Höhenzone zwischen Baum- und Firngrenze die geeignetste; in den Alpen liegt diese Zone ungefähr zwischen 2000 und 3000 m (genauer zwischen 1800 und 3200 m).

Auf die Entwicklung der Bergformen ist die stärkere Verwitterung auf der Wetterseite von maßgebendem Einfluß; ferner ist die Klüftung bedeutsam, die horizontale oder gefaltete Lagerung weniger wichtig. Für die Entwicklung beherrschender Gipfel kommen in dem zirkumpazifischen Kettengebirge (Kordilleren, Ostasien), sowie im Kaukasus aufgesetzte Vulkane in Betracht, deren Formen infolge von Kar- und Wandverwitterung schließlich denen der eigentlichen, d. h. der gefalteten Gebirgsketten gleichen (Elbrus). In den Hochgebirgen von alpinem Typus bilden sich beherrschende Gipfel nur ausnahmsweise in härterem Gesteine (Glockner), vorwiegend aber dort, wo der gegenseitige Abstand der Täler genügenden Raum für Gipfelbildung frei läßt.

Die Arbeit der gegenwärtigen Vereisung läßt sich vielfach nicht scharf von der einer früheren Vergletscherung trennen.

Die direkte Wirkung einer früheren Vereisung spricht sich im Hochgebirge durch Abschleifung der Bergsockel und Talhänge aus, über welche die unvereist gebliebenen Teile des Gebirges als Wände emporragen.

Die übermäßige Vertiefung (Übertiefung) der Haupttäler der Alpen ist eine Folgeerscheinung der Eiszeit, aber wohl nur z. T. durch die großen Gletscher selbst, vor allem aber durch die Erosion ihrer Schmelzwässer hervorgerufen.

Bildung hoher Schottermassen (Inntal) deutet nach PENCK auf eiszeitliche Stauseen hin, die durch unregelmäßiges Vorrücken der großen Eisströme hervorgerufen werden. Nach AMPFERER reicht die Inntalterrasse über die Mündung des Zillertales abwärts, ist also nicht durch den alten Zillergletscher bedingt. Gleich den Hochgebirgsseen sind die großen Seen des Alpenvorlandes (Genfer-, Boden-, Chiemsee) durch die Erosion des Eises oder durch die Aufstauung der Moränenwälle geschaffen und werden durch Vertorfung sowie durch die Abzapfung und Sedimentbildung der gegenwärtigen Bäche und Flüsse wieder vernichtet.

Frech.

F. Frech: Lawinen und Gletscher in ihren gegenseitigen Beziehungen. (Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenver. 1908. 39. 31 p. 15 Fig.)

1. Man wird die Entstehung der alpinen Talgletscher — im Gegensatz zu den Plateaugebildeten Norwegens und dem Landeis des hohen Norden — in erheblichem Maße, die Bildung der Kargletscher ausschließlich, auf die Tätigkeit der Staublawinen zurückführen müssen; ihre Wirksamkeit gehört vornehmlich der Winterzeit an und wurde daher im allgemeinen zu wenig gewürdigt.

Sichtbar tritt die Wirkung der Staublawinen vornehmlich an den höchsten steil aufstrebenden Bergen der Alpen, noch mehr aber im Himalaja und den nördlichen Ketten Nordamerikas zutage. Die Schneehänge sind dort von den zuweilen in regelmäßigen Abständen liegenden Lawinensbahnen gleichsam ziseliert; diese Furchung deutet darauf hin, daß hier jahraus jahrein die niedrige Temperatur herrscht, in welcher der Schnee staubförmige Beschaffenheit behält.

2. Eine in der Form der Zerstörung mit den Murbrüchen verwandte Erscheinung sind die Grundlawinen, die sich im Frühjahr aus dem Schmelzwasser durchtränkten Winterschnee zusammenballen und auf der untersten, besonders wasserreichen Schneelage abgleiten.

Die Gletscherlawinen, die nicht mit den Eis- oder Gletscherkaskaden (7) zu verwechseln sind, entstehen durch starkes Abschmelzen einer Gletscherzunge auf steilgeneigter Unterlage.

Durch Staublawinen wachsen die Alpengletscher, durch Gletscherlawinen (oder „Gletscherbrüche“) werden ihre Zungen zerstört.

3. Die Beobachtungen über den gewaltigen, 2 km in 10 Monaten betragenden Vorstoß des Malaspinagletschers als Folge eines 6 Jahre zurückliegenden bedeutenden Erdbebens sind von großer allgemeiner Wichtigkeit; sie zeigen, daß häufig wiederholte Beben in einem vergletscherten Hochgebirge nicht nur einen vereinzelt Vorstoß, sondern durch das periodische Abschütteln des Schnees in Lawinenform ein allgemeines Wachstum der Gletscher, eine „Eiszeit“ hervorzubringen imstande wären.

4. Die Lage der Schneegrenze hängt daher sowohl von der Sonnenwärme des Sommers wie von der Menge des im Winter gefallenen Schnees ab und zeigt daher die größten Schwankungen.

Die alpine Schneegrenze zeigt ein Herabgehen im Norden bis auf 2500 und 2400 m, im Süden bis auf 2700 m. Andererseits steigen im Inneren des Gebirges die Schneelinien, im Ötztalmassiv und in der Berninagruppe bis auf 2800—2900 m, im Monte Rosa- und Montblancgebiet sogar bis 3000 m an.

5. Nicht der Druck in den tiefer liegenden Eisschichten, sondern das oberflächliche Schmelzen und Wiedergefrieren bedingt die Umwandlung des Schnees in Firn und Gletschereis.

6. In den Alpen zeigt sich der Typus der ungestörten Lagerung der Eisschicht nur ganz ausnahmsweise.

Meist erleiden infolge des Herabströmens durch die engen, von Steilwänden begrenzten Täler die Schichten eine seitliche Pressung und damit eine nach unten zunehmende Einmuldung und Faltung, die bis zu völliger Senkrechtstellung der Eisschichten führen kann.

In letztem Falle erhalten wir an der Oberfläche des Gletschers die Erscheinung der sogen. „Ackerfurchen“ (oder Reidschen Kämme).

Ogiven sind die spitzbögenähnlichen Figuren auf der Oberfläche des Gletschers, welche ihre gewölbte Seite der Zunge zukehren; sie danken ihre Entstehung der rascheren Fortbewegung der Mitte des Gletschers, während die randlichen Eisteile durch die größere Reibung an den Ufern gehemmt werden.

7. Infolge der Bewegung zerrißt das Eis in Längs- und Querspalten, welche letztere senkrecht zu der Zerrungsrichtung verlaufen.

Wird der Wechsel im Gefälle schroffer, so erhalten wir die Erscheinung des Gletschersturzes oder der Gletscherkaskade.

8. Der Bergschrund verdankt seine Entstehung einer Zerrung, die dadurch hervorgerufen wird, daß sich die mächtige Firnmasse in der Mulde rascher abwärts bewegt als die dünne, den umgebenden Steilhängen angeklebte Schneelage.

9. Für die Übertiefung und Umformung der Alpentäler und Fjorde kann entweder die Arbeitsleistung größerer Schmelzwassermengen oder aber die direkte Erosionstätigkeit der Gletscher verantwortlich gemacht werden.

10. Der Grindelwaldgletscher hat, wie BALTZER nachwies, einerseits Hohlkehlen und Rundhöcker durch direkte Abschleifung und Reibung andererseits scharfkantiges Herausbrechen und Absplittern von Blöcken durch Veränderung der Druckwirkung hervorgerufen, überall aber vorhandene Hohlformen erweitert und verbreitert. Eine Vertiefung durch schleifende Erosion, ein Einschneiden oder eine Auskolkung wurde dagegen nirgends beobachtet.

Ein wirkliches Einschneiden des Gletschers ist nur in dem nicht eben häufig vorkommenden Falle denkbar, daß ein leicht angreifbares Gestein in der Richtung des Eisstroms zwischen harte Gesteinszonen eingelagert ist.

Das Bild des Grindelwaldgletschers läßt den Gegensatz zwischen der Arbeit des Eises und der des fließenden Wassers erkennen: der breite Trog ist durch die gemeinsame Arbeit der splitternden und schleifenden Eiserosion ausgehöhlt, in der Mitte dieses Trogs verläuft mit steil eingerissenen, U-förmigen Wänden das Bett, das sich der Gletscherbach seit dem Rückzug des Eises eingekerbt hat. Eine Kombination von Eis- und Wassererosion tritt ein, wenn ein mächtiger Talgletscher jederseits von Schmelzwasserläufen eingerahmt wird (Jannugletscher von Nepal). Dann erfolgt eine übertiefe Einkerbung mit steilen Wänden und trogartigen Boden, d. h. sehr tiefes U.

11. Der eigenartige Charakter der Haupttäler der Alpen und norwegischen Fjorde besteht in der übertriebenen steilwandigen Vertiefung

der Hauptfurchen und dem scharfen Gegensatz zu der eingeschliffenen Hochfläche des Fjelds mit seinen Rundflächen und flachen, unregelmäßigen Mulden.

12. Je nach dem Fehlen oder Vorhandensein von Obermoränen und der geographischen Lage lassen sich drei Formen von Gletschern unterscheiden:

I. Die alpinen oder Talgletscher sind auf die Hochgebirge der heißen und gemäßigten Zone beschränkt, tragen stets Obermoränen und führen infolge der hohen Lage der Schneegrenze niemals zur Bildung von Eisbergen.

Ib. Eine besondere Form der Talgletscher stellen die im Norden und Süden der Kordilleren entspringenden Gletschermassen dar, die aus den Tälern der Hochgebirge stammen und in ihrer Ausdehnung am Fuße des Gebirges (Piedmont Glacier) die norwegischen Gletscher meist noch überreffen.

II. Die norwegischen oder Plateaugletscher (norwegisch: Fond), lagern den plateauähnlichen Rumpfgebirgen Norwegens auf und tragen nur auf ihren kurzen Zungen (norwegisch: Braee) Obermoränen. Sie können gelegentlich die Bildung von Eisbergen veranlassen.

III. Das antarktische und arktische Landeis (oder skandinavisch: Inlandeis) bedeckt ganze Länder und zeigt hervorragende Felszähne oder Kuppen (Nunataker) nur am Rand. Bei dem Vorrücken in das Meer bricht infolge des geringen Gewichts das untergetauchte Gletscherende als Eisberg ab.

Formen der antarktischen Eismassen.

Man könnte die von einem eisfreien Saum umgebene, also auf das Innere des Landes beschränkte Eismasse Grönlands und des südpolaren Viktoria-Landes als „Inlandeis“ von dem gleichmäßig verbreiteten „Landeis“ des Kaiser Wilhelm II.-Landes unterscheiden.

Doch zeigt der antarktische Kontinent eine Mannigfaltigkeit der Formen der Vereisung, von der man noch vor kurzem keine Vorstellung gehabt hat. Insbesondere sind das schwimmende und das an Nordalaska erinnernde abgestorbene Landeis Typen, die nach E. PHILIPPI in der Antarktis eine bedeutende Rolle spielen und deren Vorhandensein bisher kaum bekannt war.

Die Vereisung des Südpolargebietes ist viel bedeutender als die der Nordpolargegenden und etwa den Zuständen vergleichbar, die in der Quartär- oder Diluvialperiode in Nordamerika und Europa herrschten. Wie schon C. CHUN bemerkt, liegt die von einer einheitlichen Eiskalotte bedeckte Bouvetinsel unter dem 54. Grad südlicher Breite, d. h. in demselben Abstände vom Pol wie Rügen oder Helgoland.

Das dem Kaiser Wilhelm II.-Land vorgelagerte „Westeis“ ist als ein auf dem Meere schwimmendes Landeis aufzufassen, das nach E. PHILIPPI noch mit dem des Festlandes in ununterbrochener Verbindung steht, aber — abweichend von dem Barriereeis — bereits bewegungslos geworden ist. Dagegen deutet E. v. DRYGALSKI das Westeis als „eine Gruppe von Eisbergen, welche durch Schneestürme und Stauungen auf Untiefen

und Bänken, später nur zu einer einheitlich scheinenden Masse zusammengeschweißt sind“.

Das Barriereeis, das sich ohne Unterbrechung vom Fuße des Vulkans Terror über etwa 30 Längengrade in westlich-östlicher Richtung verfolgen ließ, schwimmt mit seiner nur 15—50 m hohen Abbruchskante auf einem 500—850 m tiefen Meere.

Die mächtige Eisdecke hebt und senkt sich unter der Einwirkung von Ebbe und Flut ebenso wie das an ihr verankerte Schiff. Es verwirklichen sich also im Roßmeere die Erscheinungen, welche zur Eiszeit die tiefe Rinne des Skagerraks mit dem darauf schwimmenden skandinavischen Barriereeis gezeigt haben dürfte.

In 3000 m Höhe liegt ein Inlandeis auf dem Viktoria-Land, das von einem eisfreien, bis 130 km breiten Saume umgeben ist. Es kehren also in einem Teile der Antarktis auch die heutigen grönländischen Verhältnisse wieder.

Die Aufschlüsse des ebenen und spaltenfreien Viktoria-Landeises strömen durch die Pässe einer selbständigen, bis 2000 m hohen Gebirgskette dem Meere zu und gewinnen durch die große Länge ihres flach geböschten Laufes eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit den Talgletschern der Hochgebirge.

Auf dem antarktischen Viktoria-Land weicht die Entwicklung des schwach vorwärts strömenden Gletschereises von dem in lebhafter Bewegung befindlichen Malaspinatypus von Südalaska so weit wie möglich ab.

Der Zustand, in dem die Abflüsse des Viktoria-Landeises sich befinden, deutet ebenso wie die erwähnten Beobachtungen der deutschen Südpolarexpedition in Kaiser Wilhelm II.-Land auf einen Rückzug des gesamten Eises hin. Die größere ehemalige Ausdehnung des antarktischen Eises ist um so bemerkenswerter, als eine Firngrenze auch jetzt noch nicht vorhanden ist; vielmehr liegt die Grenze des ewigen Schnees in dem Meeresniveau oder sogar unter diesem.

Nach E. PHILIPPI kann nicht die ganze Fläche des antarktischen Landeises als Nährgebiet bezeichnet werden; vielmehr ist gerade der Außenrand der Landeismasse (stellenweise so am Kaiser Wilhelm II.-Land) als Abtragungsgebiet anzusprechen.

Trotz bedeutender Schneefälle und sehr niedriger Jahrestemperatur wächst der Rand des Landeises nicht, sondern wird teils durch die Trockenheit, teils durch direkte Wirkung der Stürme abgetragen.

Es findet ein Rückzug der Ausflüsse des Landeises statt, und zwar im Winter, während der Sommer ein gewisses Wachstum des Eises herbeiführt.

Es ist nicht ohne Interesse, mit der obigen Zusammenfassung die bisher publizierten Ergebnisse der Shackleton-Expedition zu vergleichen (vergl. die Besprechung im Globus 1909. p. 368 u. Berliner Zeitschr. f. Erdkunde 1910).

Der sanft geneigte große Gletscher, auf dem SHACKLETON nach dem zentralen antarktischen Plateau aufstieg, zeigt, daß das Barriereeis teil-

weise auch von jenem Plateau, d. h. dem Inlandeis gespeist wird. In der Hauptsache aber, so scheint es, sind an ihrer Bildung die übereinandergeschichteten Schneelagen beteiligt. Dafür spricht die Tatsache, daß bei Kap Royds, im Winterquartier der Expedition, der jährliche Schneefall einer Regenmenge von 240 mm entsprach. Als im Januar 1909 gegen Süden hin Depots errichtet wurden, fand man, daß das von SCOTT 1902 unter 78° 40' südlicher Breite angelegte Depot sich nach Ostnordost mit einer jährlichen Geschwindigkeit von annähernd 450 m bewegt hatte.

Nimmt man nun an, daß die Schneeaufhäufung auf dem Barriereeis Firn in einer jährlichen Mächtigkeit von 30 cm ergibt, berücksichtigt man ferner, daß die südliche Ausdehnung der Barriere 480 km beträgt und daß sie sich etwa $\frac{1}{2}$ km jährlich nordwärts vorschiebt, so folgt, daß eine 480 km südwärts abgesetzte Firnschicht nach 900 Jahren ungefähr 275 m hoch vom Schnee bedeckt sein wird. Aus dieser Annahme ergäbe sich ferner, daß die Barriere eher eine Anhäufung von Firn, als von Gletschereis ist. Diese Folgerung wird durch die Untersuchung der Eisberge gestützt: der typische, tafelförmige, kastenartig gestaltete antarktische Eisberg besteht aus Firn und taucht daher nur bis zur Hälfte in das Wasser ein. Die Frage, was aus dem Eise der Inlandgletscher wird, bleibt dagegen unbeantwortet; auch SHACKLETON meint, die Eisbarriere schwimme an ihrem Nordrande.

Wirkliche aus Eis bestehende Eisberge finden sich nur gelegentlich in der Antarktis und gehen wohl auf die Abflüsse des Viktoria-Landeises zurück.

Frech.

F. Frech: Landschaftsform und Landschaftsbild im Mittelgebirge. (Aus der Natur. 3. 1907/08. 8 Fig.¹)

1. Verwitterung durch vollkommene (Gips) oder teilweise Zersetzung, oder durch chemische Auflösung (Granit) bildet das formgebende Element in dem Mittelgebirge.

2. Erosion der Flüsse zerlegt und erniedrigt die durch Rumpfflächen begrenzten älteren Massen; in den Erosionstälern, vor allem an der Elbe, tritt die Charakterform der Gesteine am deutlichsten hervor (Elbsandsteingebirge).

3. In jungen Mittelgebirgen, wie in den Nordkarpathen und Apenninen entsprechen die Ketten noch dem Verlauf der Falten. Die älteren Massen Mitteleuropas stellen die niedergeschliffenen Rumpfe vormaliger Hoch- und Mittelgebirge dar.

4. Vielfach lagern junge Eruptivgebilde, wie Krater und Lavaströme, den Mittelgebirgen auf, so im Rheinischen Schiefergebirge, in Zentralfrankreich und Böhmen.

5. Der in Mitteldeutschland gut erhaltene Wald beherrscht das Antlitz der Mittelgebirge; seine Vernichtung führt in den Kalkgebirgen des Südens

¹ Fig. 7 (p. 730) Pontiko Nisi (nicht „Ponte Canisi“) ist, wie hier berichtend bemerkt sein mag, nicht das Vorbild, sondern eine „Konvergenzform“ zu BÖCKLIN's Toteninsel; BÖCKLIN ist nie in Korfu gewesen.

zur Verkarstung und befördert in Tongesteinen die Bildung bedeutender Erdschlüpfе und Schlammströme („Frane“).

6. Ehemals vergletscherte Mittelgebirge, wie die Tatra, bilden den natürlichen Übergang zu den ganz vorwiegend durch Spaltenfrost und Gletscher geformten Hochgebirgen. (Siehe den Aufsatz über „Das Antlitz der Hochgebirge“, dieselbe Zeitschr. Jahrg. II. p. 1.) **Frech.**

F. Frech: Erdbeben und Gebirgsbau. (PETERMANN'S Mitt. 1907. Mit 2 Weltkarten. Vergl. auch den Vortrag der Hauptsitzung d. naturwiss. Sektion d. Ges. Deutsch. Naturf. u. Ärzte. Dresden 1907: „Erdbeben in ihrer Beziehung zum Aufbau der Erdrinde.“)

A. Allgemeines.

1. Einsturzbeben und die dem Emporquellen der Lava vorangehenden Zuckungen sind in ihren zerstörenden Wirkungen auf ganz enge Gebiete beschränkt und werden auch von selbstregistrierenden Instrumenten nur in geringem Umkreis verzeichnet. Ihre Erforschung fällt in den Bereich der chemischen und vulkanologischen Geologie.

2. Fernbeben (oder Weltbeben, d. h. die instrumentell über einige 1000 km verfolgbaren Beben, sind auf die in jüngerer (tertiärer) Zeit dislozierten Gebiete beschränkt. Der verschiedene tektonische Bau der Erdbebenherde — versinkende uralte Kontinente, alpine oder Faltungs- und endlich pazifische oder Zerrungsgebirge — ist von geographischer und geologischer Wichtigkeit, zeigt aber nur sekundäre Einwirkung auf den eigentlichen Vorgang der seismischen Erschütterung. Immerhin läßt sich das Folgende feststellen:

3. In den gebrochenen Festlandsgebieten (Ostafrika) sind Beben viel seltener als in versunkenen Kontinenten (Indischer und Nordatlantischer Ozean) oder in Faltungsgebirgen von gleichem (jüngeren) Alter.

B. Vergleiche alpiner (Stauungs-) und pazifischer (Zerrungs-)Gebirge und ihrer Beben.

4. Ausgedehnte, meßbare Hebungen, Senkungen und Horizontalverschiebungen als unmittelbare Folgen von Erdbeben sind bisher nur an pazifischen Küsten, in Kalifornien und Alaska, sowie auf pazifischen Inseln in Zentraljapan und Neuseeland beobachtet worden. Die häufig, z. B. in Griechenland, beobachteten Rutschungen an den Küsten, Bergstürze, sowie die Zertrümmerung der aus Humus oder Lehm zusammengeschichteten Oberflächengebilde gehören zu den Folgeerscheinungen der Erdbeben; die oben erwähnten Dislokationen durchsetzen das Felsgerüst der Erde, entsprechen also den Vorgängen früherer Gebirgsbildung.

5. Die Häufigkeit und Stärke der Beben nimmt mit dem geologischen Alter der dislozierten Gebiete ab. In jüngeren Faltungsgebirgen und jüngeren Senkungsfeldern sind Erdbeben häufig und schwer, in jungpaläozoischen Gebirgen selten und schwach (peneseismisch), in Gebieten altpaläozoischer und präcambrischer Faltung ganz oder so gut wie gänzlich erloschen (aseismisch).

6. Die Häufigkeit und Stärke der Beben hängt ferner von der Steilheit und der absoluten Höhe des untermeerischen Absturzes ab, wie die in Japan und Mexiko gemachten Erfahrungen beweisen. Die Beobachtungen über die heutigen Erdbeben führen also zu demselben Schluß, den v. RICHTHOFEN aus dem Bau der Staffelbrüche Ostasiens gezogen: Das Abgleiten nach den gewaltigen Tiefen des Pazifik erklärt den Bau des Gebirges und die Verteilung der Beben.

Gebirge des ostasiatischen und alpinen Typus verhalten sich also in jeder Hinsicht verschieden: bei den ostasiatischen Gebirgen, wo die Anordnung der Vulkane im wesentlichen der zentralen Zone folgt, liegen die Erdbebenherde peripherisch auf der ozeanischen (konvexen) Bogen- oder Innenseite. Bei den alpinen Gebirgen, wo die Vulkane im wesentlichen die konkave oder Innenseite der Gebirgsbogen kennzeichnen, liegen die Erdbebenherde mehr zentral oder genauer: die erschütterten Flächen fallen mit den Faltungsgebirgen zusammen.

Frech.

F. Frech: Über tätige und erloschene Geiser. (Aus der Natur. 1. 1905. Heft 8. 10 Abbild.)

Im Anschluß an die kurze allgemeine Darstellung des Geiserphänomen werden aus Ungarn fossile Sinterkegel und Kieselsinterschichten beschrieben und abgebildet, von denen das Kremnitzer Vorkommen bisher unbekannt geblieben zu sein scheint. Die Kegel von Kieselsinter auf Tihany am Plattensee sind von L. v. Loczy entdeckt worden.

Die allgemeinen Ergebnisse lassen sich kurz zusammenfassen: Geiser sind intermittierende Springquellen, deren Ausbrüche meist durch die Dampfspannung des am Grunde des Quellschachtes überhitzten Wassers, zuweilen auch durch Kohlensäure (Kaschau, Andernach) hervorgerufen werden. Sämtliche Geiser sind an Gebiete ehemaliger vulkanischer Tätigkeit gebunden.

Bei den eigentlichen oder Dampfgeisern besteht der Absatz aus Kieselsinter, der nur in überhitztem Wasser löslich ist und sich daher beim Erkalten in dünnen Lagen niederschlägt.

Die ganz unregelmäßige Form der kegel- oder ruinenförmigen Sinterabsätze ermöglicht in den jüngeren Schichten der Erdrinde die Unterscheidung der Geiserbildungen von ähnlich zusammengesetzten Konkretionen, wie Feuerstein und dergleichen.

Die steilen, z. T. bis 13 m hohen Kieselsinterkegel auf der Halbinsel Tihany am Plattensee in Ungarn sehen z. T. so frisch aus, als ob hier noch vor wenigen dutzend Jahren Fontänen heißen Wassers emporgequollen seien. Ihre äußere Form erinnert z. T. ganz auffällig an den Bau des Castle Geysirs. Am Plattensee sind die jetzt erloschenen Geiser durch Quarzsande pontischen Alters emporgedrungen. Sonst sind jedoch überall — auf Island, Neupommern und Neuseeland wie im Yellowstone-Park und in dem gleich zu erwähnenden nordungarischen Vorkommen — die heißen

Quellen auf Spalten kieselreicher, vulkanischer Gesteine aufgestiegen, deren Kieselgehalt durch das überhitzte Wasser gelöst wurde.

Als letzte Nachwirkung der miocänen Massenausbrüche dürften die Geiserablagerungen von Kieselsinter anzusehen sein, welche das Talbecken von Heiligkreuz an der Gran unweit Kremnitz (Nordungarn) anfüllen.

Das feuersteinähnliche Quarzgestein wird hier in Steinbrüchen gewonnen, um bei Fabrikation der sogen. französischen, sehr harten Mühlesteine Verwendung zu finden. Sowohl die äußere Erscheinung im Handstück wie die ganze unregelmäßige Mächtigkeit der bis 3 oder 4 m anschwellenden und rasch wieder verschwindenden Lagen erinnert an den Yellowstone-Park. Auch der aus übereinander gelagerten Decken erstarrter Lavamassen und Aschen bestehende Untergrund ist der gleiche wie in den Rocky Mountains, Island und Neuseeland. Sogar der landschaftliche Charakter des von waldbedeckten Bergen umgebenen Talbeckens von Heiligkreuz erinnert an das „Upper-Geysir-basin“ im Bereiche des oberen Yellowstone-Flusses.

Frech.

G. Braun: Eiswirkung an Seeufern. (Schr. d. physik.-ökonom. Ges. zu Königsberg i. Pr. 1906. 47. 8—13.)

Wie GILBERT angeführt hat, kann die winterliche Eisdecke der Seen nördlicher Klimate eine beträchtliche geologische Wirksamkeit entfalten. Bei zunehmendem Frost bilden sich Spalten, die sich dann mit Wasser füllen und beim Gefrieren einen Druck auf die Ränder ausüben. Steigt nun die Temperatur rasch, so dehnt sich das Eis aus und muß auf die Ufer des Sees drücken, so daß bei flachem Strande ein Uferwall aufgeschoben wird. Diese Bedingungen waren im Winter 1906 im südlichen Ostpreußen vorhanden, und es ließ sich am Löwentin-See die Entstehung eines Strandwalles beobachten, der im Maximum eine Höhe von 50 cm und eine Breite von 1 m erreichte. Bei Lötzen, wo das Ufer aus festen, humosen, hart gefrorenen Schichten bestand, wurde das Ufermaterial in einer Mächtigkeit von 25—30 cm abgehoben, z. T. in Sätteln aufgestaut oder nach dem Lande zu überkippt; das Ende einer Mole war vollständig eingedrückt worden. Von sehr langem Bestande dürften derartige Strandwälle aber wohl kaum sein, da die Wellen des folgenden Frühjahrs und Sommers sie bald wieder zerstören dürften.

A. Rühl.

W. v. Doziński: Versuch einer Charakteristik der Canyon-täler. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien. 1909. 59. 639—668.)

DUTTON hat als Bedingung für die Cañonbildung des Colorado folgende aufgestellt: 1. die große Höhenlage, 2. die horizontale Schichtenlagerung, 3. die Gleichartigkeit der Schichten in der horizontalen Erstreckung und die ungleiche Widerstandsfähigkeit in vertikaler Richtung, schließlich 4. das trockene Klima. Aber nur der erste Punkt, die Höhenlage oder der große Betrag der Hebung besitzt allgemeine Bedeutung,

die übrigen Faktoren haben zwar die Ausbildung dieses gewaltigsten Cañons der Erde unterstützt, sind aber nicht wesentlicher Natur. Als charakteristische Merkmale eines Cañons betrachtet nun im Gegensatz zu DUTTON Verf. zunächst den scharfen Kontrast zwischen der ebenen Plateaufläche, in die der Cañon eingesenkt ist — mag es sich nun um eine Schicht- oder eine Destruktionsfläche handeln —, und der jungen steilwandigen Erosionsfurche, dann das Abfallen der Gehänge des Cañons in einer Flucht vom Rande bis zur Sohle, das Vorhandensein von Erosionsgehängen, bewirkt durch das rasche Einschneiden, und nicht von Abtragungsgehängen, und schließlich den Umstand, daß der Fluß die volle Breite der Talsohle einnimmt, was ebenfalls mit dem schnellen Niedergehen des Flusses zusammenhängt. Daher ist z. B. das Elbtal im Quadersandstein kein echter Cañon, da die Gehänge ihre Ausbildung nicht durch die Erosion, sondern durch das Abstürzen des Sandsteins an den Klufflächen erfahren haben; dasselbe gilt auch von den Lößschluchten. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht zwischen Cañons und glazialen Trogtälern: der scharfe Rand und die steilen Wände sind beiden gemeinsam. Auch ist für beide charakteristisch, daß die Seitentäler nicht mit normalem Gefälle in das Haupttal münden; so läßt sich z. B. an den untersten Strecken der Mosel und Lahn oder bei den Dniestrzuffüssen eine beträchtliche Gefällszunahme beobachten. Der Unterschied besteht im wesentlichen darin, daß sich bei den Trögen über dem Tale eine Mittelgebirgslandschaft mit eingearbeiteten Glazialformen und nicht eine Plateaufläche erhebt. Hinsichtlich des geologischen Baues ist zu bemerken, daß die Cañonbildung nicht an das Vorkommen wasserdurchlässiger Schichten, wie vielfach geglaubt wird, auch nicht an das Vorhandensein vertikaler Gesteinszerklüftung (DIENER) oder flacher Schichtlagerung (DUTTON) geknüpft ist. Aber in gefalteten Schichtkomplexen dürfen die Gehänge keine Neigung zu Gleitungs- oder Rutschungsbewegungen besitzen, sondern es muß die Stabilität der Hänge für längere Zeit gewährleistet sein. Am Schlusse der Abhandlung findet man noch einige Bemerkungen über die Anfänge der Cañonbildung und über Gehängefurchen und Gehängeriippen. Es wird gezeigt, daß die Ausbildung dieser Formen der Gehängeskulptur nicht an ein bestimmtes Klima gebunden ist, sondern daß sie überall entstehen können, wenn nur das Gehänge steil ist und geringe Vegetationsbedeckung aufweist. Das schließliche Resultat ist hierbei nur selten die Herausbildung größerer Erosionskessel, vielmehr ein allmähliches, gleichmäßiges Zurücktreten des Gehänges.

A. Rühl.

G. Braun: Über Erosionsfiguren aus dem nördlichen Apennin. (Schr. d. physik.-ökonom. Ges. zu Königsberg i. Pr. 1907. 48. 41—45.)

Ein günstiges Feld für das Studium der Bedingungen, unter denen Erdpyramiden sich bilden, bietet der nördliche Apennin. Weit verbreitet sind hier die tertiären oder vielleicht cretaceischen Schuppentone, die be-

kaunlich jahraus jahrein zu ausgedehnten Rutschungen Veranlassung geben. Obwohl in den Abrißgebieten hohe Wände entstehen und auch Blockeinlagerung vorhanden ist, kommt es doch nicht zur Herausbildung von Erdpyramiden, da das Material allzu weich ist, so daß auch die Blöcke ihre Unterlage nicht zu schützen vermögen. Ganz anders liegen die Verhältnisse dort, wo die pliocänen Tone auftreten, in denen durch Abspülung und rückschreitende Erosion mächtige Schluchten entstanden sind. Aber auch hier sind Erdpyramiden nur dort vorhanden, wo härtere Bänke angeschnitten sind. Diese Entstehungsweise beim Fehlen jeglicher Blöcke in diesen Partien bildet eine schöne Bestätigung der GÜNTHER'schen Anschauungen, nach denen die Erdpyramiden die Reste schmaler Erosionssporne in ziemlich widerstandsfähigem Material darstellen.

A. Rühl.

R. Delkeskamp: Die Kaiser Friedrich-Quelle (Natron-Lithion-Quelle) zu Offenbach a. M. in geologischer und physikalisch-chemischer Beziehung. (Internat. Mineralquellen-Ztg. 1907. No. 162 u. 163.)

Verf. teilt das Bohrprofil mit und gibt die Daten und Bestimmungsart der Gefrierpunkterniedrigung und spezifischen Leitfähigkeit der Quelle.

A. Hintze.

Petrographie.

M. Stark: Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen. (Min.-petr. Mitt. 27. 399—588. 1908.)

Diese ausführliche Arbeit behandelt nur einen kleinen Teil der Euganeengesteine, nämlich die basischen Gesteine des südwestlichen und westlichen Teiles, die zum größeren Teile die älteren Eruptionsprodukte darstellen und von denen sicher einige als Reste von Lavaströmen aufzufassen sind, also der subaeren Eruptionsperiode der Euganeen angehören, während die jüngeren saureren Gesteine vom Verf. vielfach als intrusive, lakkolithische Bildungen erkannt wurden¹.

Es ist nicht möglich, im Referate alle besprochenen Vorkommen, welche genau nach der Lage auf der (noch nicht beigegebenen) Karte bestimmt sind, anzuführen, noch weniger alle Achsenwinkelmessungen an den Gemengteilen, namentlich den Augiten, die nach der BECKE'schen Methode mittels Camera lucida (nach Einführung des Mikroskopes mit gleichzeitig drehbaren Nicols auf festem Zeichentisch) ausgeführt wurden, zu verzeichnen. Daher sollen nach der Anführung der beobachteten Gesteinsgruppen nur die Beobachtungen erwähnt werden, die sich entweder auf neue Mineralien beziehen — solche wurden namentlich

¹ Vergl. dies. Jahrb. 1907. I. - 220 -.

unter den Verwitterungsprodukten der Olivine und Augite beobachtet — oder Anlaß zu allgemeineren Erörterungen des Verf.'s gaben.

I. Pacifische Limburgite.

1a. Echte pazifische Limburgite. Einsprenglinge: Augit, Olivin. Titaneisen fehlt. Zumeist Reste von Strömen. Die dunklen Einsprenglinge häufig in glomeroporphyrischer Anordnung. Es treten zweierlei Augite auf, ein farbloser und ein rötlichgrauer, letzterer ist der jüngere und zeigt eine etwa um 7° größere Auslöschungsschiefe $c:\gamma$, als der erstere, ihm gehört auch der Pyroxen der Grundmasse an. Achsenwinkel nicht stark verschieden. Olivin und farbloser Pyroxen nahezu gleichalterig. Bemerkenswert ist, daß Apatit oft fehlt oder als sehr späte Bildung auftritt. Magnetit ist reichlich, Titaneisen nur sehr wenig vorhanden. Wegen der fast gleichzeitigen Kristallisation von Olivin und Augit faßt der Autor die Gesteine als nahezu eutektische Mischungen von Magnetit, Olivin und Augit auf. Unter den Mikrolithen findet sich wenig Plagioklas und bisweilen häufig Hornblendenadeln, auf eine ältere Generation der letzteren deuten einige Resorptionsreste.

Als Verwitterungsprodukte des Olivins treten außer Serpentin noch zwei, von Iddingsit verschiedene, unbekannte Minerale auf, welche als $O\gamma$ und $O\alpha$ bezeichnet werden. Ersteres ist strohgelb, schwach pleochroitisch ($\gamma > \alpha$), blättrig-faserig, γ liegt in der Längsrichtung. Das Mineral ist optisch einachsig, —; Doppelbrechung ungefähr wie Augit; in einem Falle wurde ein optisch ähnlich orientiertes, aber mit stärkerer Absorption Licht- und Doppelbrechung beobachtet. $O\alpha$ zeigt stärkere Doppelbrechung als Augit, α in der Längsrichtung, opt. +, nahezu einachsig. Farbe wie $O\gamma$. Beide Minerale bilden oft partiell homoaxe Pseudomorphosen nach Olivin. Lichtbrechung bei beiden schwach, $<$ als Canadabalsam.

In Hohlräumen und vielleicht als Umwandlungsprodukt des Glases tritt ein schwach grünlichgelbes, radialfaseriges Mineral auf, von wechselnder, meist schwacher Doppelbrechung; gewöhnlich liegt α in der Faserrichtung; weitere Veränderungsstadien zeigen auch Zonen, in welchen γ in der Faserrichtung liegt. Lichtbrechung niedrig. In den Hohlräumen sind diese Minerale zonar angeordnet, mitunter treten auch Carbonate auf, die dann jünger sind.

Als Einschluß wurde ein Quarzkorn beobachtet, welches eine Glasrinde und einen Pyroxenrand aufwies, im Innern haarförmige, teils stärker, teils schwächer lichtbrechende Gebilde; letztere werden als Glasinfiltrationen gedeutet.

1b. Pazifische Limburgitbasalte. Einsprenglinge wie in Ia. Feldspat in der Grundmasse. Einige von diesen Gesteinen sind Gänge in den Tertiär- oder Kreideschichten, bei mehreren der Vorkommen ist die Art des Auftretens nicht klar. Dabei sei bemerkt, daß die besprochenen Gesteine vielfach nur Reste sind, die Aufschlüsse gestatten häufig ebenfalls keine genauere Untersuchung. Zu den oben beschriebenen Augiten treten noch solche mit grünem Kern hinzu, der beträchtlich größeren Achsenwinkel, aber wenig verschiedene Auslöschungsschiefe zeigt; seine Licht-

brechung ist größer als die der beiden anderen. Was die Olivine anbelangt, so betont Verf. die Seltenheit eisenreicher Olivine und die Häufigkeit jener, die optisch $\pm$ sind, in Gesteinen überhaupt, er vermutet darum eine Lücke in der Mischungsreihe.

Braune Hornblende tritt häufig in der Grundmasse oder als pinselartige Fortsätze am Augit auf; manche rahmenförmigen Augite, die Aggregate von Magnetit, kleinen Augiten etc. umschließen, deuten auf resorbierte Hornblendeeinsprenglinge. Diese Neubildung von Hornblende unter den letzten Erstarrungsprodukten führt Verf. auf den Wassergehalt des Magmas zurück, welcher, anfangs im flüssigen Rest noch absorbiert, zur Zeit der Bildung der Hornblende zweiter Generation nicht entweichen konnte und darum zur Bildung OH-haltiger Minerale, wie Hornblende und Biotit (auch dieser tritt in einzelnen Vorkommen auf) Anlaß gibt.

An Umwandlungsprodukten treten die obengenannten auf, O_a zeigt aber bisweilen größeren Achsenwinkel. Als fremde Einschlüsse wurden Quarz, Cordierit, Spinell und Sillimanit beobachtet, letztere beiden wohl als Umschmelzungsprodukte anderer, Al_2O_3 -reicher Minerale. Der Fe-Gehalt des Spinells ist um so größer, je weiter der letztere von der Mitte des Einschlusses entfernt ist.

Übergangstypen. Diese 4 Gesteine unterscheiden sich von den limburgitischen Basalten teils durch größeren Plagioklasgehalt, teils durch Annäherung an andere Typen, wie z. B. an die analcimführenden Basalte, bedingt durch das Auftreten von Zeolithen in den Mandelräumen oder durch die Ähnlichkeit der dunklen Gemengteile. Als Umwandlungsprodukt des Olivins wird in einzelnen Fällen auch Delessit beobachtet.

II. Pazifische Augitite.

2a. Echte pazifische Augitite. Vorwiegender Gemengteil Augit fast allein. Ergußgesteine, wahrscheinlich einer einzigen Decke angehörig. Olivin und Plagioklas fehlen beinahe ganz. Die Augite sind zweierlei, grün und bräunlich oder fast farblos. An Übergemengteilen sind teilweise resorbierte braune Hornblende und ebenfalls resorbierter Biotit zu erwähnen; erstere dürfte sich noch gebildet haben, als Augit sich bereits ausschied, mithin eine Zeitlang ein Gleichgewichtszustand zwischen beiden Mineralen herrschte. Biotit ist teilweise in der Grundmasse neu gebildet worden. Von Zeolithen treten Analcim (vielleicht als Umwandlungsprodukt des Glases) und Natrolith, als weitere Umwandlungsprodukte Delessit und Carbonate auf. Fremdlinge sind Oligoklasandesin und Sanidin, sowie Anorthoklas, welche durch Umschmelzung zur Neubildung von Orthoklas und Anorthoklas, Biotit, Ägirin und Augit Anlaß gaben; Spinell ist wohl aus anderen Mineralen entstanden.

2b. Pazifische Augititbasalte. Zum Augit tritt Plagioklas (Labrador) in etwas größerer Menge. Bis auf den etwas größeren Gehalt an Plagioklas (bis 70% An) in der Grundmasse ähnlich den vorigen Gesteinen. Bemerkenswert ist, daß der sehr spärlich vorhandene Olivin und der Apatit in eine gleich späte Kristallisationsperiode fallen wie der Plagioklas. Vermutlich durch eingeschmolzene alkalireiche Fremdlinge

bedingt ist das Auftreten von Ägirinfortwachungen an den Augiten eines Vorkommens. Der Grundmasse fehlt er. Als Seltenheit tritt in einem Falle auch ein Rest von Hypersthen in einem Augitknollen auf.

III. Pazifische Feldspatbasalte.

3a. Analcimite. In der plagioklasreichen Grundmasse tritt außer anderen Zeolithen viel Analcim auf. Die Augite sind dieselben zwei, wie bei den Augititen. Olivin ist meist ungewandelt, unter den Produkten tritt außer den schon genannten auch Chlorit auf. Außer dem Analcim treten auch noch nicht genauer bestimmbare Zeolithe auf, darunter ein fast einfachbrechender und ein fächerig gruppierter, nahezu einachsiger $\pm$, γ in der Längsrichtung, stark doppelbrechend. Ein dritter ist vielleicht Heulandit. Hornblendemikrolithen treten in Glaseinschlüssen im Augit auf. Die Gesteine bilden teils Gänge, teils als Stromreste aufgefaßte Vorkommen. Sie haben jedoch sehr geringe Verbreitung. Den Reichtum an Zeolithen, der sonst bei atlantischen Gesteinen häufig ist, hält Verf. für teilweise wenigstens vielleicht durch spätere Quell- und Fumarolenbildungen, ausgehend von den jüngeren Trachytintrusionen, bedingt.

3b. Basalte mit Einsprenglingen von Augit, reichlich Olivin, vereinzelt Plagioklas.

3b α . Augit und Olivin als Einsprenglinge. Der Augit gehört nur der bräunlichen oder farblosen Varietät an. Hinzuzufügen ist, daß ziemlich viel Titaneisen auftritt, welches sonst gegen Magnetit in geringerer Menge vorhanden ist. Beschrieben ist von dieser Varietät nur ein Gangvorkommen.

3b β . Teils Gang-, teils Deckenreste. Trotz des in der Gruppencharakteristik ausdrücklich betonten Auftretens des Olivins „nur in der Grundmasse“ wird bei der Beschreibung einiger Einzelvorkommen das Vorhandensein zahlreicher kleiner, aber scharf begrenzter Olivineinsprenglinge angeführt. Dieselben sind allerdings pseudomorphosiert. Als Umwandlungsprodukte erscheinen hier mehrere, ihrerseits wieder teilweise in Limonit umgewandelte, iddingsitähnliche Minerale, welche im vorliegenden Gestein schwer zu untersuchen waren. Ein Vergleich des Minerals im Basalt von Langenscheid (Nassau) ergab zwei Minerale, die als $O\delta$ mit $O\delta\epsilon$ bezeichnet wurden. Diese beiden treten zusammen auf und sind wahrscheinlich Glieder einer Mischungsreihe, die sich dadurch auszeichnet, daß in ihr die Lage der optischen Achsenebene dreimal wechselt.

$O\delta$ zeigt in der Richtung, wo im Olivin α liegt, γ als zweite Mittellinie, die Achsenebene (Winkel $70-80^\circ$) liegt // 100 des Olivins; $O\delta\epsilon$ hingegen zeigt kleinen Achsenwinkel, etwa 30° , in der 010-Ebene des Olivins, die Farbe ist etwas dunkler rotbraun als die von $O\delta$; mit α des Olivins liegt hier β //. Das „minéral rouge“ MICHEL-LÉVY's zeigt in (010) einen Achsenwinkel von 70° . Verf. bezeichnet es als $O\epsilon$.

Ein weiteres Glied dieser Reihe könnte das grünelbe Mineral BECKE's und das rote der Usticabasalte sein, bei dem die Achsenebene in 001 des Olivins liegt, α und γ gegen jene des Olivins vertauscht liegen. Zwischenglieder zwischen $O\delta$ und $O\delta\epsilon$ hat Verf. beobachtet. Die Grundmasse ist bisweilen in delessitartige Produkte umgewandelt. Als weitere

Umwandlungsprodukte oder Neubildungen in Hohlräumen wurde neben Calcit ein Carbonat mit höherer Lichtbrechung beobachtet, ferner faserige, vielleicht aus Hypersthen hervorgegangene Produkte.

3c. Basalte mit Einsprenglingen von viel Plagioklas (Labrador bis Andesin), Olivin und Augit. Auch hier tritt nur einerlei Augit auf. Apatit gehört hier schon zu den frühesten Bildungen, ebenso der Plagioklas. Augit und Olivin folgen erst später. Die beschriebenen Gesteine gehören zumeist Gängen an.

Als Anhang ist noch ein dieser Gruppe angehöriges Gestein aus dem nördlichen Teil der Euganeen beschrieben, welches sich dadurch auszeichnet, daß unter den Neubildungen in den Mandeln sehr viele SiO_2 -Modifikationen auftreten, und zwar ein grünlich-gelber Opal, daneben auch Hyalith, Lussatit, Pseudochalcedon, Chalcedon und Quarz. Chalcedon und Opal wurden auch in den vorher erwähnten Gesteinen angetroffen. Hierher gehört das analysierte Gestein vom Mte. Venda (Anal. V, s. Note am Schlusse).

3d. Basalte mit Einsprenglingen von farblosem und grünem Augit bei relativ reichlichem Plagioklas in der Grundmasse. Die verbreitetste Gruppe von Gesteinen. Der grüne Augit tritt hier wieder als ältere Bildung auf, spärlich findet sich aber als Übergemengteil auch Hypersthen oder seine Zersetzungsprodukte als Kerne oder in perthitähnlichen Verwachsungen im farblosen Augit. Als ältere, meist resorbierte Einsprenglinge treten Hornblende und Biotit auf, letzterer stellenweise auch als Neubildung, unter den Resorptionsprodukten der Hornblende befindet sich Olivin. Als Einsprengling ist er meist vollkommen umgewandelt.

Titaneisen erreicht in einigen Varietäten die Menge des Magnetits, außerdem tritt es auch als Resorptionsprodukt der Hornblende und als Einschluß im Olivin auf. Die Plagioklase gehen in den Zwickeln der Grundmasse und in den Rändern bis zu basischem Oligoklas, saurere, z. T. resorbierte große Plagioklase sind wohl Fremdlinge. Diesen letzteren widmet Verf. am Schlusse des Abschnittes eine längere Erörterung über die Natur der Einschlüsse überhaupt. Von den autigenen Einschlüssen, wie Olivin-Augitknollen, deren Natur ja durch die mineralogische Zusammensetzung angedeutet ist und die nur ab und zu ein Mineral enthalten, das in den späteren Phasen der Erstarrung nicht mehr bestandfähig war, abgesehen, tritt Verf. für die Auffassung ein, daß sie Fremdlinge oder deren Umwandlungsprodukte seien, was bei Quarz, Sillimanit, Cordierit, Spinell ziemlich klar ist. Ebenso sind Orthoklas, saurer Anorthoklas, Oligoklas wohl sicher auch nicht Urausscheidungen desselben Gesteins; Verf. bespricht aber die Möglichkeit, daß die durch die verschiedene Viskosität bedingte Differentiation in der Tiefe eintrat, die leichteren, aber viskosereren saureren Magmateile hielten sich oben; bei tiefer gehenden Spalten kam das leichter flüssige, basische Magma zuerst zur Eruption und riß Schlieren des viskosereren Teiles mit. Demnach müssen solche Fremdlinge nicht immer einer schon bestehenden festen Gesteinsmasse entstammen. Als Stütze für diese Ansicht betrachtet Verf. die Beobachtung, daß in den basischen Gesteinen wohl saure Fremdlinge, nicht aber umgekehrt in den sauren

basische auftreten. Das widerspricht aber durchaus nicht der Möglichkeit, daß ein festes, alkalireiches, saures Gestein durchbrochen wurde. [In der Schlußbemerkung: „Bei der Vorstellung einer derartigen Durchschlierung dürften dann im einfachsten Falle keine Mineraleinschlüsse sich finden, die mit den Gesetzen der Gauverwandtschaft in Widerspruch stehen. Tatsächlich ist dies für die Euganeen der Fall“, ist aber sehr unklar, was „der Fall ist“. Das Auftreten von Anorthoklas sowie von Ägirin als Umschmelzungsprodukt steht gerade nicht im besten Einklange mit der Gauverwandtschaft. Ref.]

Als Umwandlungsprodukt wurde unter den früher besprochenen Mineralen sehr häufig Delessit beobachtet, und zwar ebensowohl nach Olivin, wie nach Augit, Plagioklas, Glas (sogar Quarzglas!) und als Neubildung in Mandelräumen. Verf. weist darum mit Recht auf die Möglichkeit einer Wanderung der Bestandteile und auf die Unrichtigkeit, aus der Beschaffenheit der Umwandlungsprodukte auf die Natur des ursprünglichen Minerals zu schließen, hin.

Unter den Umwandlungsprodukten von Olivin und Hornblende finden sich auch häufig stark lichtbrechende Körnchen unbekannter Natur.

Zu den bekannten Produkten kommt hier noch ein weiteres, welches Verf. als $H\gamma$ bezeichnet, welches aber erst unter 3f (Hypersthenbasalte) näher besprochen wird, da es ein homoaxes Umwandlungsprodukt des Hypersthens ist. Ferner in Mandeln ein goldgelb bis farblos pleochroitisches, biotitähnliches, optisch-einachsiges Mineral. Die besprochenen Gesteine besitzen meist hypokristallin-porphyrische bis hyalopilitische Struktur, einige Varietäten sind sehr arm an Einsprenglingen und gut auskristallisiert, fast holokristallin. Sie gehören teils Gängen, teils Decken an und mehrere beschriebene Vorkommen aus der Umgebung des Mte. Gemola dürften wohl einer Decke angehören.

3e. Gesteine, die teils der vorigen, teils den Gruppen 3b oder 3a ähneln. Einige zeichnen sich durch das reiche, den Magnetit erreichende oder sogar weit übertreffende Auftreten von Titaneisen aus. Interessant ist ein Gestein von Valle S. Giorgio, in dem außer den beiden bekannten Augiten als jüngste Zone noch ein sehr stark dispergierender, karmingrauer Titanaugit auftritt, der sich durch seine skelettartigen, langgabelförmigen Fortwachsungsformen, in denen er an den anderen Pyroxenen anwächst, auszeichnet. $c:\gamma = 53^{\circ}$. Im gleichen Gestein tritt als Umwandlungsprodukt im Innern der Plagioklase ein sehr schwach doppelbrechendes, weniger stark als der Plagioklas lichtbrechendes Mineral auf (Apophyllit?).

In mehreren dieser Gesteine besitzt auch der Apatit kamm- oder pinselartige Gestalten. In den Mandeln tritt in einigen Analcim auf. Eine Note über die Verwitterung gibt eine Reihenfolge der Verwitterung: zuerst Olivin, dann Hypersthen, dann Augit oder Plagioklas. Ersterer wird ebenso wie Hornblende früher angegriffen, wenn das Gestein zwischen kalkreichen Sedimenten auftritt, wie in den Scaglia- oder Tertiärmergeln; ist es aber den Carbonatlösungen nicht ausgesetzt, so verwittert zunächst der Plagioklas, und zwar die An-reicheren Kerne zuerst.

3f. Hypersthenbasalte mit reichlichen Einsprenglingen von Plagioklas und Augit; Hypersthen oder Bronzit häufig als Kern der Augite, Olivin und Hornblende fehlen, Augit tritt nur in einer Varietät (bräunlich oder farblos), aber, so wie der Plagioklas, in zahlreichen Einsprenglingen auf. Häufig ist ein Kern von einem eisenarmen Hypersthen, welcher meist in ein Mineral $H\gamma$ homoax umgewandelt ist. Dasselbe ist blättrig, die Blättchenebene liegt // 100 des Hypersthens, optisch — einachsigt, die Achse steht senkrecht auf der Blättchenebene. Doppelbrechung sehr stark, etwa wie Biotit, Pleochroismus stark, γ goldgelb, α fast farblos. In manchen Varietäten ist jedoch der Hypersthen auch ganz frisch. Die Umwachsung durch Augit findet namentlich in der Prismenzone statt und auch hier nach 100 stärker, wie nach (010). Der Achsenwinkel des Augits ist bei farblosen Varietäten etwas größer (ca. 10°), die Angabe über die Wanderung der Achsen steht jedoch mit dieser Änderung teilweise im Widerspruch. Die Plagioklase zeigen häufig saurere Kerne als die unmittelbar darauf folgende Hülle, was Verf. am ehesten entweder durch die Annahme basischer Schlieren (nach HERZ), oder durch den anfangs erfolgten Ausgleich mit der Schmelze, der bei rascherer Kristallisation nicht mehr möglich war, erklären möchte. Für die umgekehrte Zonenfolge bei Hypersthen nimmt Verf. die Möglichkeit an, daß dieselbe durch Dissoziation der Schmelze zur Zeit der ersten Hypersthenausscheidungen bedingt ist; durch die später erfolgende Erzausscheidung wird dieselbe Fe-ärmer. In einem bei den ophitischen Basalten eingestreuten Absatz nimmt Verf. einen analogen Vorgang auch als vielleicht bei der Zonenfolge der Plagioklase mitwirkenden Faktor an, indem der Ca-reichere Kern dadurch bedingt sein soll, daß bei der späteren Augitausscheidung viel Ca für denselben benötigt wird, also im Plagioklas weniger zur Ausscheidung gelangen kann. Als Unterstützung für diese Möglichkeit wird angegeben, daß eine ausgeprägte Zonarstruktur namentlich bei augitreichen Gesteinen auftritt; Ausnahmen gibt Verf. aber selbst an. Ref. möchte hier auch auf die ausgeprägte Zonarstruktur der Plagioklase der Gesteine von Martinique hinweisen, die keineswegs reich an Augit sind.

Zu einer anderen Auseinandersetzung führt den Verf. die Häufigkeit von trichitenartiger Entwicklung der Gemengteile in der Nähe der Mandeln. Verf. denkt sich z. B. folgenden Vorgang für möglich: Die Gase, die durch Auskristallisation in den übrigen Teilen des Magmas zum Entweichen gezwungen sind, sammeln sich in der Nähe der Gasporen an und erniedrigen den Schmelzpunkt wesentlich, später kommt es dann deshalb zu einer plötzlichen Auskristallisation und damit zur Trichiten- und Skelettbildung. Am Rande der Mandeln wurde auch Tridymit beobachtet. Als Umwandlungsprodukt des Glases tritt ein gelbliches, faserigblättriges Mineral von der Doppelbrechung des Pyroxens auf, dessen Lichtbrechung nahe der des Kanadabalsams liegt. γ liegt in der Faserrichtung. Das Mineral wird auch bei den ophitischen Basalten beobachtet und als $R\gamma$ bezeichnet. In den Mandeln treten in den Carbonaten auch farblose, mit einem Strahlenkranz umgebene Gebilde auf. Ein anderes, als $R\alpha$ bezeichnetes Mineral,

welches starke Doppelbrechung besitzt, bildet Sphärokristalle in den Mandeln, // der Faserrichtung liegt α . Die Farbe ist olivbraun mit Stich ins Grüne. Lichtbrechung viel schwächer als Kanadabalsam. Kleinere Mandeln werden davon ganz erfüllt. Auf umgewandelte Fremdlinge (Cordierit?) deuten Nadeln von Sillimanit und grüner Spinell.

3g. Ophitbasalte mit gut ausgebildeter oder beginnender Ophitstruktur; im letzteren Falle mit viel Glas, das aber meist zersetzt ist.

3g α . Normale Ophitbasalte. Bei den glasreichen Varietäten ist öfters der Augit nicht zur Ausscheidung gelangt, rein ophitisch-holokristallin ist keines dieser Gesteine entwickelt. Titaneisen ist häufig in gleicher oder größerer Menge als Magnetit vertreten. Apatit mitunter jünger als die Kerne der Plagioklase. Trichitische Ausbildung der Gemengteile in der Nähe der Mandeln wie beim vorigen.

Verf. gelang es nachzuweisen, daß die Plagioklase dieser Ausbildung schlotartige Entwicklung nach der Achse zeigen.

Das Glas ist reich an Globuliten von Erzen. Die Zonarstruktur der Plagioklase ist normal. Die Gesteine gehören vorzugsweise Gängen an. Als Neubildung treten Opal (Hyalith), Chalcedon, die beiden Minerale R γ und seltener R α auf, ferner ein ähnliches wie R α mit schwächerer Doppelbrechung, in anderem Falle ein an R γ erinnerndes, welches aber mehr blättchenförmig entwickelt ist. Achsenwinkel ca. 90°, einige Blättchen sollen aber auch Winkel um 0° zeigen, deren Identität mit dem besprochenen Mineral ist aber unsicher.

Ein Absatz enthält Versuche des Verf., die Fehler annähernd zu bestimmen, welche bei der konoskopischen Methode БЕСКЕ's gemacht werden, wenn man solche Schnitte verwendet, bei welchen eine Achse und eine Mittellinie im Gesichtsfeld sichtbar werden, deren Achsenebene aber außerhalb der Symmetrielinie des Gesichtsfeldes liegt. Ein diesbezügliches Diagramm von Messungen veranschaulicht die Genauigkeit. Die Fehler erreichen nur wenige Grade. Verf. bezeichnet diese Gesteine als sehr nahe dem ternären Eutektikum: Plagioklas, Erze, Pyroxen stehend.

3g β . Ophitbasalte mit Augitwachstumserscheinungen. Diese Gruppe unterscheidet sich von der vorigen durch das gelegentliche Auftreten von Hypersthen, der ziemlich Fe-reich ist; ferner durch eigentümliche optische Erscheinungen an den Augiten, welche an Biegungserscheinungen, undulöse Auslöschung etc. erinnern, ohne mit der gewöhnlichen letzteren übereinzustimmen. Nachträgliche mechanische Beeinflussung kann als Ursache nicht angenommen werden, da dieselben Erscheinungen bei den verschiedensten geologischen Verhältnissen zu beobachten sind. Verf. möchte sie dadurch zu erklären versuchen, daß er annimmt, das Molekül des rhombischen Pyroxens werde gewissermassen zwangsweise vom Augit mit aufgenommen und verursache eine Störung des Kristallaufbaues, da die beiden Verbindungen nicht dem Typus 1—3, sondern wahrscheinlich Typus 5 der isomorphen Mischungen angehören.

Auch diese Gesteine 3g α und β bilden Gänge.

3h. Verwandte Gesteine. Hierher gehören 6 Vorkommen, von denen das eine durch das Auftreten von grünem Augit einen Übergang zur Gruppe 3d darstellt, die übrigen scheinen etwas augitärmer zu sein als die Hypersthen- und Ophitbasalte. Umwandlungsprodukte von Hypersthen wurden in mehreren Fällen beobachtet. Bei einem der Vorkommen war der als Einsprengling auftretende Plagioklas Bytownit. Bemerkenswert ist das allerdings nicht häufige Auftreten von Tridymit in der Grundmasse und an den Mandelrändern. Analysen der Gesteine siehe dies. Jahrb. 1908. II. - 202 -.

C. Hlawatsch.

• L. Finckh: Über Auswürflinge von Tiefengesteinsformen der Leucitbasanite des Vesuv. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 60. - 79—80-. 1908.)

Verf. legte einen in älteren Tuffen bei Resina am Fußweg auf den Vesuv gefundenen Leucittheralith und einen losen Block von olivinführendem Leucitshonkinit, der auf den jungen Laven des Colle Margherita im Atrio del Cavallo lag, vor, der sich von dem Sommat A. Lacroix' durch einen höheren Gehalt an farbigen Gemengteilen wesentlich unterscheidet.

Milch.

A. de Romeu: Les roches filoniennes paléozoïques non granitiques des Pyrénées. (Bull. soc. franç. de min. 30. 110—216. Pl. I—VIII. 1907.)

Die Granite der Pyrenäen einerseits, ihre Ophite und Lherzolithe andererseits werden von sehr verschiedenartigen Ganggesteinen begleitet: die Lherzolithe von Pyroxen-Spinell-Gesteinen (Ariegiten), Hornblenditen, Hornblendeperidotiten, Dioriten und Amphibolgabbros, die Granite einmal von feldspatreichen und ihrer Zusammensetzung nach den Graniten ähnlichen Gesteinen, daneben aber auch von amphibol- und pyroxenreichen und an Alkalifeldspat armen dunklen Gesteinen, welche aber keine Lamprophyre sind. Diese letzteren, über deren genetischen Zusammenhang mit den Graniten allerdings anscheinend Beobachtungen nicht vorliegen, sind der Gegenstand der Untersuchung. Sie sind früher gelegentlich als Ophite, Diabase, Porphyrite, Andesite, Labradorite beschrieben, von Rosenbusch werden sie z. T. zu den Dioritporphyriten gezählt. Im ganzen sind sie aber wenig beachtet, da sie hauptsächlich in den höchsten Teilen des Gebirges verbreitet und vielfach stark zersetzt sind.

Die Gesteine kommen, zum Unterschied von den Ophiten, ausschließlich in Gängen vor, dabei sind aber manche durchaus, andere wenigstens am Salband sehr mikrolithisch und glasreich entwickelt, mit deutlicher Fluidalstruktur. Sie durchsetzen die alten silurischen bis carbonischen Schiefer und Kalke und den Granit in einer Mächtigkeit von einigen Zentimetern bis etwa 10 m; Gerölle von ihnen sind im Perm nicht gefunden. Am häufigsten sind sie im Granit und seiner Umgebung, im übrigen aber sehr ungleich verteilt. Von der Faltung scheinen sie öfter

erheblich beeinflußt; namentlich da, wo sie Kalke durchsetzen, sind die Gänge zuweilen ganz zerrissen und zu Linsen deformiert. In den Formen des Geländes machen sie sich nur gelegentlich ein wenig bemerklich.

Der Untersuchung der Plagioklasse in den Gesteinen hat Verf. besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Sie sind bestimmt z. T. nach den Auslöschungsschiefen in Schnitten senkrecht zu den Bisektrizen nach den Angaben von FOUQUÉ, z. T. nach den Auslöschungsschiefen in symmetrischen Schnitten von Doppelzwillingen nach (010) und [001], und zwar unter Anwendung einer besonderen graphischen Methode, die sich auf die von DES CLOIZEAUX und FOUQUÉ gegebenen optischen Bestimmungen an chemisch genau untersuchten Feldspäten stützt. Die Mittelwerte der (annähernd gleichen) Auslöschungsschiefen je zweier nach (010) verzwillingten Individuen, nämlich $a_1 = \frac{a + a'}{2}$, und des damit konjugierten Zwillings nach [001], nämlich $b_1 = \frac{b + b'}{2}$ bestimmen, als Abscisse bezw. Ordinate in einem rechtwinkligen Koordinatensystem aufgetragen einen Punkt, alle möglichen Schnitte $\perp$ (010) solcher Doppelzwillinge eine Kurve; die sämtlichen Werte a_1 und b_1 der 7 von MICHEL-LÉVY in stereographischer Projektion dargestellten Feldspäte (dies. Jahrb 1895. II. -67-) werden somit durch 7 Kurven dargestellt; umgekehrt entspricht jeder nach den für a_1 und b_1 gefundenen Werten eingetragene Punkt einem bestimmten Feldspat, dessen Zusammensetzung nach der Lage des Punktes zu den Kurven ermittelt werden kann. Die Kurven der erwähnten 7 Mischungen erscheinen dabei sehr ungleich groß und umschließen einander zum großen Teil, so daß man in der Regel alsbald übersehen kann, in welches Gebiet der Feldspat gehört.

Wesentlich nach der Art der Einsprenglinge werden unter den nahe verwandten Ganggesteinen 5 Typen unterschieden:

Typus Riou-Maou. Kristalle von Hornblende liegen eingesprengt in einer Grundmasse mit vielen Hornblende- und Plagioklas-Mikrolithen, akzessorisch erscheint Biotit; Umwandlungsprodukte (Quarz, Strahlstein, Muscovit, Zoisit, Chlorit) sind sehr reichlich, Pyrit fehlt nie; Feldspateinsprenglinge stets. Durch Anreicherung der Grundmasse an Hornblende entstehen Übergänge zu Lamprophyren, meist ist aber basischer Feldspat in der Grundmasse überwiegend vorhanden, Verf. bezeichnet daher das Gestein als „labradorite amphibolique à hornblende, mesocrate“. Die Hornblendeeinsprenglinge und die Grundmasse haben dieselben Eigenschaften, braun bis grün mit lebhaftem Pleochroismus, $c:\acute{c} = 20^\circ$. Die Feldspäte enthalten 75 % An. In der chemischen Zusammensetzung (I) ähneln sie einigermaßen den Dioritporphyriten vom Suldenferner, in der mineralogischen einem Dioritporphyrit von Weißenstein im Fichtelgebirge:

Typus Vallée du Lys. Das als „microdiorite à labrador et hornblende“ bezeichnete Gestein ist von ROSENBUSCH zu den Vintliten gestellt. Zu den Hornblendeeinsprenglingen mit ähnlichen Eigenschaften wie vorher

gesellen sich hier solche von Labrador (an den Rändern saurer, bis nahe Albit), zuweilen auch etwas Biotit; in der Grundmasse herrscht basischer Andesin (zuweilen im Kern bis 97 %, am Rande mit 30 % An und dann oft mit sehr feinem Mikropegmatit umgeben), daneben enthält sie Hornblendenadeln gleicher Art wie die Einsprenglinge und etwas Biotit. Allgemein verbreitet ist auch Pyrrhotin; Quarz kommt auch als Fremdling und Zersetzungsprodukt vor. Dieser Typus (Anal. II) ist SiO₂- und K₂O-reicher, kalkärmer als der vorige. Er ist weniger verbreitet, am meisten in der Gegend von Bagnières-de-Luchon und nahe der spanischen Grenze. Manche Vorkommen erscheinen mehr körnig, manche auch biotitreicher, zuweilen tritt auch etwas Augit ein.

Typus Lac Bleu. Er bildet das Gros der Gänge; sie finden sich fast ausschließlich in den Hochpyrenäen und im östlichen Teil der Niederpyrenäen, hier aber wurden stellenweise, z. B. am Lac Bleu, mehr als 60 Gänge auf 25 km² gezählt, und zwar in sehr verschiedenartigen Sedimenten, dagegen nicht im Granit. Die Gesteine variieren stark im Habitus: grünliche, durch kleine Labradore porphyrische Gesteine erscheinen neben basaltisch-schwarzen, zuweilen in demselben Gange, erstere in der Mitte, letztere am Salband. Ihre Struktur ist intersertal bis ophitisch. Unter den Feldspaten kommen besonders große, randlich resorbierte vor, sie gehören einer älteren, etwas basischeren Generation (Bytownit) an. Der Pyroxen wird wegen der Färbung und starken Dispersion zum Titanaugit gerechnet, er ist zuweilen in Hornblende umgewandelt. Wenig Biotit ist allgemein verbreitet. Eine andere, als „Labradorite“ bezeichnete Varietät enthält nur größere und kleinere, fluidal geordnete Mikrolithe von Labrador in einer ursprünglich offenbar glasreichen, vielleicht auch olivinhaltenen Grundmasse. Gänge dieser Varietät erscheinen namentlich im Kalk und sind weniger mächtig als die übrigen. In der chemischen Zusammensetzung (Anal. III u. IV) stimmen beide Varietäten untereinander und mit dem Diabas vom Bochtenbeck im Ruhrtal fast völlig überein. Die Gesteine, zumal die zersetzten, erscheinen öfter stark geschiefert, als Neubildungen treten dann ein Epidot, braune Hornblende, Chlorit.

Typus Arbizon. Diese Gesteine ähneln mehr Augitandesiten. Eine glasreiche Varietät enthält neben zahlreichen Einschlüssen von Quarzit viele Einsprenglinge von Andesin (40 % An); sie sind, obwohl fast ausschließlich nach (010) verzwillingt, im allgemeinen $\perp$ (010) gestreckt. Einsprenglinge von Augit sind nur spärlich, jünger als die Feldspate, anscheinend Ti-reich, vielfach mit Sanduhrstruktur. Auch in der Grundmasse herrscht Plagioklas; Augit ist hier zwar im allgemeinen reichlicher wie als Einsprengling, kann aber auch ganz fehlen. Zuweilen finden sich sehr kleine Blättchen von Biotit, Glas ist meist reichlich. Eine andere Varietät erscheint nicht so ausgesprochen porphyrisch, sondern mehr diabasisch, indem Einsprenglinge und Glas mehr zurücktreten. Die Feldspate sind hier etwas saurer als die im Lac Bleu-Typus, auch ist die Menge der MgFe-Silikate geringer. Beide Varietäten auch dieses Typus erscheinen zuweilen in demselben Gange. V gibt die Zusammensetzung einer sehr

glasigen, VI einer mehr diabasischen Varietät; auffallend ist die starke Differenz beider im Kalkgehalt.

Typus Piquette deras Lids. Diese seit langem durch ihre großen Einsprenglinge von Hornblende, Andesin und Augit bekannten Gesteine durchbrechen namentlich die von dem Granit von Néouville metamorphosierten Sedimente in der Schlucht von Escoubons und am Abhange der Piquette deras Lids. Die Einsprenglinge von Andesin (38—40% An) zeigen nur selten isomorphe Schichtung, sind aber vielfach angeschmolzen, ebenso Hornblende und Biotit, die öfter mit Magnetit, Augit und Granat kleine Ballen bilden. Der Augit umhüllt öfter die Hornblende und scheint durch Resorption an ihrer Stelle entstanden zu sein. Die Grundmasse ist ähnlich wie im Typus Arbizon, es herrschen Andesin- und Augitmikrolithen, in glasreichen Varietäten erstere allein. In der chemischen Zusammensetzung (Anal. VII) weicht das Gestein vom Typus Arbizon nur durch größeren Gehalt an Mg ab; Anal. VIII gibt die Zusammensetzung seiner Hornblende (mit viel Ti!).

Zum Schluß diskutiert Verf. die chemischen Beziehungen der beschriebenen Gesteine zueinander und zu anderen Gesteinen der Pyrenäen einmal nach den von CROSS, IDDIGS, PIRSSON und WASHINGTON angegebenen Gesichtspunkten, sodann nach denen von MICHEL-LÉVY, ebenso ihre Stellung in der ROSENBUSCH'schen Systematik.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
SiO ₂	56,51	61,10	47,51	46,25	51,61	46,60	47,25	38,51
Al ₂ O ₃	17,90	15,60	17,81	17,70	19,31	18,90	18,80	14,41
F ₂ O ₃	0,08	Sp.	1,42	0,48	Sp.	1,98	Sp.	—
FeO	5,72	5,38	8,72	8,50	8,93	8,21	8,20	13,10
MgO	5,58	4,52	8,05	6,29	4,35	6,41	4,81	10,40
CaO	8,64	4,32	8,20	7,53	3,83	8,52	9,05	14,10
Na ₂ O	2,72	2,90	3,45	3,82	5,37	2,50	2,62	2,37
K ₂ O	0,82	4,12	1,21	2,80	1,90	1,69	2,38	1,13
H ₂ O	0,50	2,00	2,63	3,65	3,12	3,10	4,10	1,25
TiO ₂	0,86	1,03	2,02	2,62	2,17	1,80	2,34	5,90
P ₂ O ₅	0,15	0,31	—	—	0,64	0,30	0,50	0,13
Sa. . . .	99,48	101,28	101,02	101,09 ¹	101,23	100,01	100,05	101,30

O. Mügge.

L. Duparc, F. Pearce et M. Tikanowitch: Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Le bassin de la Haute Wichéra. Troisième partie. (Mém. soc. phys. et d'histoire nat. de Genève. 36. 33—210. Pl. I—V. 1909.) [Vergl. dies. Jahrb. 1903. II. -362- u. 1906. I. -386-.]

Das untersuchte Gebiet liegt zwischen 28° und 29° 10' ö. L. von St. Petersburg und 60° 30'—61° 41' n. Br.; es erstreckt sich in ca. 25—30 km

¹ Inkl. 1,45 CO₂.

Breite westlich vom Kamm des Urals bis etwas jenseits der Wichera, südlich bis über die Mündung des Uls hinaus. Die in ihm liegenden Kämmе des Ural gehören zu den höchsten des Gebirges, namentlich im N., wo sie eine Reihe paralleler Massive bilden. Im O. liegt der von mehreren Transversaltälern durchbrochene Vorural, der von der Wasserscheide stets durch eine breite Depression getrennt ist. Jenseits der Wichera bildet die langgestreckte Kette des Zolotoï-Beresowky die Westgrenze des Gebietes. Oberhalb der bei etwa 800 m liegenden Waldgrenze ist der Boden meist felsig, indessen ist anstehendes Gestein sehr selten.

Von der Wasserscheide im O. bis einige Kilometer westlich der Wichera durchquert man im allgemeinen zunächst kristallinische Schiefer mit Einlagerungen von kristallinem Kalk und Diabas, dann Unterdevon und in nächster Nähe des Flusses Mitteldevon, dann an der Westgrenze Carbon. Die kristallinischen Schiefer scheinen älter, nicht, wie FEDOROW meinte, z. T. jünger als Unterdevon zu sein; sie bilden eine Reihe von O. nach W. aufeinanderfolgender flacher Synklinalen, anscheinend ohne große Dislokationen. Die Sättel bilden quarzitische Berg Rücken, die Mulden entsprechen den Tälern, deren Wasserläufe sich meist plötzlich unter Durchbrechung der Parallelketten nach W. wenden. Wegen der Beschreibung der einzelnen Synklinalen sowie der ausgezeichneten Terrassenbildungen muß auf das Original, seine Karte und zahlreichen Abbildungen verwiesen werden, welche letztere namentlich die Terrassenbildungen sehr gut erläutern. Die Terrassen finden sich in mehreren bis um 600 m verschiedenen Höhenlagen und ihre Niveaus entsprechen sich über große Gebiete hin; sie sind jedenfalls älter als die heutigen Täler, da sie aber nirgends jüngere Ablagerungen tragen, ist ihr Alter nach unten vorläufig nicht abzugrenzen.

Die kristallinischen Schiefer nehmen den größten Teil der Oberfläche ein, Unter- und Mitteldevon erscheinen erst an den Abhängen des Wichera-Tals und des im S. davon abzweigenden Tales des Ust-Uls. Carbon erst westlich des eben genannten Gebietes; dazu gesellen sich quaternäre und rezente Alluvionen in den Tälern und ebensolche Schuttmassen an den Berghängen.

Das einzige Eruptivgestein des Gebietes bilden gangförmig in den metamorphen Schiefen und Quarziten aufsetzende Diabase, sie fehlen im Devon. Sie gleichen durchaus den anscheinend gleichalterigen der Koswa. Die Gemengteile (hier wie im folgenden meist optisch näher charakterisiert) sind die gewöhnlichen; Olivin sehr selten, Struktur stets ophitisch, meist sehr zersetzt. Aus dem Augit entsteht Hornblende (3 Varietäten), daneben auch Serpentin, seltener Chlorit; an die Stelle der Feldspäte treten Aggregate von Kaolin, Quarz, Zoisit, Epidot, seltener Glimmer und Kalk, durchwachsen von Leukoxen.

Von den metamorphischen Schiefen sind die Quarzite und quarzigen Konglomerate ähnlich denen aus dem Bassin der Koswa, meist unterscheiden sie sich nicht sehr von denen des Carbons, und ihre mikroskopische Struktur bietet kaum etwas Bemerkenswertes. Der Hauptteil

der metamorphischen Schiefer, wie er namentlich im Gebiet der oberen Wichera verbreitet ist, ist erheblich mannigfaltiger, zwar überwiegen auch hier quarzreiche Sericitschiefer und Chloritgneise, daneben sind aber Albit-Epidot-Amphibolite und Albitchloritschiefer stark vertreten.

Die Albit-Epidot-Amphibolite sind dunkle, im kleinen massige, im großen grobbankige Gesteine, selten mit deutlicher Parallelstruktur, im ganzen oft diabasähnlich. Hauptgemengteil ist meist Amphibol (4 Varietäten), zuweilen auch Epidot oder Chlorit (penninartig), gelegentlich erscheint auch Biotit. Der Feldspat (Albit) scheint der jüngste Gemengteil. Die Struktur ist im allgemeinen homöoblastisch, bei grobkörnigen und albitreichen granoblastisch oder gabbroid, daneben kommen aber auch kataklastische Strukturen vor, die deutlich auf den Ursprung aus Diabas hinweisen, womit auch die chemische Zusammensetzung in gutem Einklang ist.

Auch die Albitchloritschiefer erscheinen öfter kompakt als schieferig. Hauptgemengteile sind Chlorit und Albit, Amphibol ist selten reichlicher vorhanden, daneben erscheinen Epidot, Sericit, Titanit, zuweilen Magnetit und Kalkspat. Struktur meist poikiloblastisch; Xenoblasten von Albit liegen in einer Art Zement von Chlorit mit wenig Sericit etc.; chemisch vom vorigen nicht erheblich abweichend.

Als Albit-Epidot-Glaukophanit wird ein nur einmal angetroffenes Gestein bezeichnet, dessen Hauptgemengteile Glaukophan, Epidot und Albit sind, zu denen untergeordnet heller Glimmer, Pennin und Magnetit treten. Struktur grobnematoblastisch namentlich durch Glaukophan, Epidot und Glimmer, zwischen denen porphyroblastisch Albit und etwas Magnetit, selten auch große Chloritblätter liegen. Chemisch vom vorigen durch größeren Gehalt an SiO_2 und K_2O , geringeren an MgO und CaO unterschieden.

Albitsericitgneise. Sie ähneln etwas manchen Albitchloritschiefern, indessen ist ihr Amphibol Glaukophan, außerdem ist reichlich Quarz vorhanden und zu den Nebengemengteilen gesellen sich Zirkon, Turmalin, Rutil (namentlich massenhaft Nadelchen in Albit). Struktur im allgemeinen granoblastisch durch ein Grundgewebe von Quarz, Sericit etc., darin Porphyroblasten von Albit. Chemisch gegenüber den beiden vorigen charakterisiert durch mehr SiO_2 und K_2O , weniger zweiwertige Metalle und Eisenoxyd.

Die Quarzsericitschiefer sind lepidoblastische Gemenge wesentlich von Quarz und Sericit, mit etwas Chlorit in Nestern, etwas Zirkon, Turmalin, Magnetit, zuweilen Epidot. Die Quarzitschiefer sind trotz noch stärkerem Vorwiegen von Quarz mineralogisch und strukturell mannigfaltiger, indem zu den vorigen Gemengteilen noch hinzutreten Glaukophan, Biotit, Albit und Titanit, und von Strukturen meist granoblastisch, daneben aber auch porphyroblastische und auch blastopsammitische beobachtet sind.

Die kristallinen Kalke sind meist grobbankig, zuweilen aber auch merklich geschiefert, auch brecciös, bald grob-, bald feinkörnig, nach

der Analyse reich an $MgCO_3$ (32,6 %). Sie liegen ganz in grüne Schiefer eingebettet.

Im Unterdevon wechseln dunkle Tonschiefer mit tonigen Kalken und dolomitisch-tonigen Schiefen; letztere werden öfter durch Aufnahme von Talk und Glimmer schieferig. Eine sichere Gliederung dieser Ablagerungen ist angesichts des Mangels an Organismenresten bisher nicht gelungen, ebensowenig eine scharfe Abgrenzung gegen das Mitteldevon.

Der letzte Abschnitt des Werkes ist den Eisenerzlagerstätten gewidmet. Sie liegen z. T. in Synklinalen des Devons, z. T. sind es Ausscheidungen in Gabbro, Spaltfüllungen in grünen kristallinen Schiefen und Hohlraumfüllungen in mitteldevonischen Dolomiten. In den Synklinalen ist das Erz wesentlich magnetitführender Quarzit, die in erzeichen Partien durch das Eintreten einer sehr dunklen Hornblende ausgezeichnet ist, die von den Verf. als Tschernichewit beschrieben ist (dies. Jahrb. 1908. II. -176-). Der erzführende Gabbro bildet am Joubrechkin ein nordsüdlich gestrecktes Massiv in kristallinen Schiefen, sein Augit ist völlig uralitisiert, sein Feldspat durch ein Gemenge von Kaolin, Epidot und Quarz ersetzt, das Gestein öfter geschiefert. Auch hier ist das Erz wesentlich Magnetit, wieder begleitet von einer dunklen Hornblende. In den mitteldevonischen Höhlenfüllungen von Koutim ist das Erz Rot- und Brauneisenerz, namentlich aber Eisenglanz, es gehört zu den reichsten im Ural.

O. Mügge.

H. Backlund: Über ein Gneismassiv im nördlichen Sibirien. (Travaux du Musée Géol. Pierre le Grand près l'Acad. Imp. d. Sc. de St.-Petersbourg. 1. 91—170. 2 Taf. 1907.)

Das Gebiet der Gneise erstreckt sich über die Quellen des Anabar, Olenék und der rechten Nebenflüsse der Chatanga.

Die Gesteine, die eine Serie von hellen Quarzfeldspatgesteinen bis zu dunklen Vertretern der Gabbroreihe umfassen, sind fast durchweg von mittlerem, seltener feinem Korn und erinnern an ein normales Erstarrungsgestein; die wohlausgeprägte kristalloblastische Struktur kennzeichnet sie jedoch als Gneise.

Wie die beigefügten Analysen zeigen, scheinen diese Gneise Vertreter der Charnokit-Mangerit-Anorthosit-Reihe zu sein.

Mineralogisch sind sie gekennzeichnet: 1. Durch das fast durchgehende Auftreten von Hypersthen. Die chemische Zusammensetzung eines Hypersthens von Anabar ergab: $FeSiO_3$ 50,23, $MnSiO_3$ 1,97, $MgSiO_3$ 13,88, $MgAl_2SiO_6$ 32,84, $MgFe_2SiO_6$ 1,08; Sa. 100,00. 2. Durch die perthitischen Feldspäte. 3. Durch den in die basischen Glieder hinabreichenden Quarz. 4. Durch den in großen Brocken vorkommenden Apatit.

Chemisch ist diese Gesteinsreihe gekennzeichnet: 1. Durch hohen Tonerdegehalt. 2. Durch das anfangs langsame, aber stetige, zum basischen Ende hin starke Anschwellen des Magnesiumgehalts. 3. Durch

das unbestimmte Verhalten der Alkalien. Während diese in den sauren Gliedern Ähnlichkeit mit der Alkalikalkreihe aufweisen, schwellen sie in den mittleren Gliedern plötzlich an und deuten zu der Alkalireihe hinüber (Analyse IV).

Für die Auffassung dieser Gneise als eine Serie veränderter Erstarrungsgesteine spricht an erster Stelle „die gegenseitige Assoziation der Gesteine und die bis ins einzelne gehende Übereinstimmung dieser Assoziation mit der von verwandten Gesteinsgruppen einerseits, die Analogie dieser Assoziation mit denen der Gesteinsgruppen aus anderswertigen petrographischen Provinzen andererseits“.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO ₂	72,98	76,06	60,34	53,73	50,41	45,98
TiO ₂	0,11	0,06	0,18	0,30	0,24	0,50
Al ₂ O ₃	15,77	14,94	24,65	23,68	20,29	20,60
Fe ₂ O ₃	0,20	0,07	0,27	4,11	0,33	2,42
FeO	0,68	0,33	4,42	1,94	12,41	7,50
MnO	—	—	0,06	0,16	0,12	0,33
MgO	0,17	1,12	1,46	3,65	5,90	10,43
CaO	1,34	1,84	2,47	3,05	7,39	7,44
Na ₂ O	3,63	4,70	4,40	3,34	3,05	2,07
K ₂ O	5,50	1,02	1,34	4,80	0,42	1,68
H ₂ O < 110° . .	0,05	0,10	0,21	0,09	0,12	0,14
H ₂ O > 110° . .	0,32	0,32	0,30	0,48	0,07	1,02
P ₂ O ₅	Sp.	Sp.	0,24	0,13	0,09	0,20
	100,75	100,56	100,34	99,46	110,84	100,32

I. Orthoklasgneis.

II. III. IV. Hypersthengesteine: saure Reihe.

V. u. VI.

basische Reihe.

A. Hintze.

A. Lacroix: Note sur deux roches éruptives de Madagascar. (Bull. soc. franç. de min. 31. 318—323. 1908.)

Pyroxensyenit von Sabotsy. Große Einsprenglinge von violettem Orthoklas liegen, mit ihren Tafelflächen (010) annähernd parallel geordnet, in einer Grundmasse von Feldspat, Diopsid, Hornblende (z. T. Uralit), Biotit, Titanomagnetit und sekundärem Titanit. Die violette Färbung der großen Feldspate rührt von Magnetitstäubchen her, sie fehlen nahe dem Rande, ebenso um größere Magnetite, Pyroxen- und Biotit-Einschlüsse. Der rote Feldspat der Grundmasse ist mikroklin mit Albitschnüren. Da Kalknatronfeldspate ganz fehlen, ist das Gestein, über dessen Vorkommen und chemische Zusammensetzung noch keine Angaben vorliegen, mit keinem der bekannten Typen vergleichbar.

Troktolith aus dem Lande Mahafaly ist ein grobkörniges Gemenge von fayalitähnlichem Olivin, Hornblende, Biotit, Plagioklas und

Titaneisen, öfter auch mit wechselnden Mengen von Titanaugit und Hypersthen. Der Olivin hat am Kontakt mit Plagioklas öfter Reaktionsränder, die aus Granat mit wurmförmigen Durchwachsungen von Hypersthen bestehen, wobei letzterer ähnlich wie der Quarz der Myrmekite dieselbe Orientierung wie benachbarte größere Durchschnitte hat. Der Granat umwächst stellenweise auch Hornblende und Biotit. Der Feldspat, basischer Andesin, ist verzwillingt nach dem Karlsbader, Albit-, Periklin- und Manebacher Gesetz, was namentlich auch in den regelmäßigen Einlagerungen stark verzerrter Spinelloktaeder zum Ausdruck kommt. Diese sind gestreckt // einer Oktaederkarte, die // der Trace von (010) liegt. Die Zahlen der Bauschanalyse: SiO_2 44,55, Al_2O_3 16,25, Fe_2O_3 1,90, FeO 14,40, MgO 9,43, CaO 6,29, Na_2O 3,29, K_2O 1,04, TiO_2 3,45, P_2O_5 0,06, Glühverl. 0,12; Sa. 100,78, würden bei der gewöhnlichen Berechnung auf 57% Plagioklas führen; die mechanische Trennung ergibt aber nur 39%, der Rest der Tonerde steckt in Spinell, Hornblende und Pyroxen. O. Mügge.

J. Couyat: Les anorthosites égyptiennes des statues de Kephren. (Bull. soc. franç. de min. 31. 338—341. 1908.)

Der Ursprung dieser zur Zeit der fünften Dynastie in der Plastik anscheinend viel verwendeten Gesteine ist unbekannt, aber wahrscheinlich in der Nähe von Assuan zu suchen. Sie sind holokristallin, etwas granitisch-körnig, ganz wesentlich Gemenge von Bytownit und Hornblende, die selten etwas Quarz und Titanit umschließen. In der chemischen Zusammensetzung nähert sich die analysierte helle Varietät sehr den Anorthositen, indessen kommen daneben auch hornblendereichere vor, das Gestein mancher Statuen erscheint wie typischer Diorit.

SiO_2 47,7, Al_2O_3 32,8, Fe_2O_3 0,9, FeO 0,4, MgO 0,15, CaO 15,5, Na_2O 2,0, K_2O 0,5, Glühverl. 0,5; Sa. 100,55. O. Mügge.

I. F. D. Adams: The Laurentian System in Eastern Canada. (Quart. Journ. 64. 1908. 127—148. Taf. XI—XIII.)

II. —: On the Origin of the Amphibolites of the Laurentian Area of Canada. (Journ. of Geol. 17. 1. 1909. 18 p.)

III. —: Recent studies in the Greenville Series of eastern North-Amerika. (Ibid. 16. 7. 1908. 617—635.)

IV. F. D. Adams and A. E. Barlow: The nephelin and associated Alkali Syenites of Eastern Ontario. (Transact. R. Soc. Canada. (3.) 2. 1909. 76 p.)

Die Untersuchungen erstreckten sich auf ein größeres Gebiet des präcambrischen Kanadischen Schildes nördlich vom Ontario und östlich vom Huronsee, in dem die von LOGAN als laurentisch angesehene und als Greenville-Serie bezeichnete Schichtengruppe eine besondere Verbreitung besitzt und in Berührung tritt mit LOGAN's „Fundamentalgneis“.

Die sehr interessanten Beobachtungen des Verf.'s haben nun ergeben, daß dieser Gneis nicht sedimentären Ursprungs, sondern eruptiv, d. h. ein Granit ist und die Gesteine der Greenville-Serie vielfach durchbricht; dies Verhalten entspricht dem der Gneise in dem von LAWSON untersuchten Gebiet am Oberen See, wo sie intrusiv in die tiefsten Schichten des Präcambriums, das Keewatin, eingreifen. Beide Gneise nennt Verf. laurentisch; welcher Unterabteilung des Präcambriums die Greenville-Serie angehört, konnte noch nicht mit Sicherheit entschieden werden.

Der gneisartige laurentische Granit durchbricht die Greenville-Serie in Form eines Bathylithen und wölbt sie lokal auf; im SO.-Anteil des Gebietes herrschen die Sedimente vor, je weiter man gegen NW. vorschreitet, um so häufiger erscheint der Granit, durchbricht jene, bildet förmliche Intrusivbreccien und enthält auch weiterhin noch immer sehr reichlich größere und kleinere Schollen und Bruchstücke des Nebengesteins. Das Fallen der Gneisschieferung geht teils sattelartig nach außen, teils muldenartig nach innen; sie wird hervorgebracht durch eine mit ausgezeichneten protoklastischen Erscheinungen verbundene Fluidaltextur. Er wird als Albitgranit bezeichnet (Analyse XIII).

Amphiboliteinschlüsse im Granit spielen eine große Rolle in gewissen Teilen des Gebietes und bilden etwa 10% des gesamten Granit-areals. Sie sind teils eckig, teils parallel der Gneisschieferung lang ausgezogen und geben dann, wenn sie häufig sind, dem Gestein ein höchst vollkommen gebändertes Aussehen. Sie werden zum größten Teil aufgefaßt als umgewandelte Einschlüsse des Nebengesteins.

Lokal kommen größere Intrusionsmassen von hornblendereichem Gabbro vor.

Ebenso treten mit dem Granit verknüpft und als dessen fast stets an den Kontakt mit Kalk gebundene randliche Differentiationsfazies die schon seit 1894 aus diesem Gebiet bekannten Nephelin- und Alkalisyenite auf. Die sehr mannigfachen, durchweg in ausgesprochenster Weise gneisartig entwickelten Typen wechseln in buntester Weise schlierenartig miteinander ab und gehen ineinander über, pegmatitische Abarten von beträchtlicher Korngröße sind sehr häufig eng mit ihnen verknüpft. Allen gemein ist ein hoher Natrongehalt und eine oft ungemein starke Übersättigung mit Tonerde, die bei geringem Gehalt an Eisen-Magnesia zur Bildung von reichlichem Korund führen kann, der stellenweise technisch ausgebeutet wird.

Am Kontakt mit dem Kalk nehmen die Nephelinsyenite mehrfach recht beträchtliche Mengen des Nebengesteins auf, worauf auch die lokal reichliche Führung von Calcitkörnern zurückgeführt wird. An sonstigen Mineralien werden angegeben: Nephelin, Sodalith (in gewaltigen Massen, eine von 250 Fuß Länge und 40—50 Fuß Breite wird in Steinbrüchen ausgebeutet und als Dekorationsmaterial verwandt), Cancrinit, Feldspäte (vorherrschend Albit, auch Oligoklas und Andesin, nur akzessorisch Mikroklin und Mikroperthit), Skapolith, Lepidomelan, Hastingsit, Muscovit, Korund (in z. T.

wohlerwickelten Prismen bis 8 Zoll lang und 2 Zoll dick), Granat, (TiO₂-führender Andradit, Kalkeisengranat), Zirkon, Titanit, Turmalin, Spinell, Chrysoberyll, Eukolit, Molybdänglanz, Apatit, Magnetit (oft mehrere Pfund schwere Oktaeder), Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Graphit.

Die Gesteine treten in mehreren getrennten Vorkommnissen auf; wo sie mit dem Granit zusammenhängen, entwickeln sich aus ihm zunächst Alkalisyenite (Analyse I, granitähnlich, geht über in II; ferner Analyse VI u. VII), die ebenso allmählich in Nephelinsyenite (Analyse II, III, IV) übergehen. Durch Zurücktreten des Feldspates entstehen aus ihnen urtitähnliche Gesteine, die sich von dem Kolaer Vorkommen durch den höheren Gehalt an salischen Gemengteilen und die Führung von Hastingsit an Stelle des Ägirins unterscheiden und als neuer Typus Monmouthit bezeichnet werden (Analyse V). Die Vorherrschaft des Amphibols über den nur spärlich auftretenden Pyroxen ist überhaupt ein charakteristischer Zug aller Glieder dieser petrographischen Provinz.

Auch unter den korundführenden Gesteinen wird eine Anzahl neuer Typen beschrieben: Craigmontit, ein nephelinreicher, korundhaltiger Nephelinsyenit von der Zusammensetzung der Analyse VIII; Dunganonit, ein andesinreicher, nephelinarmer bis -freier, etwas skapolith- und biotitführender weißer Alkalisyenit mit 13% Korund (Analyse X), Raglanit, ein Nephelinsyenit, reich an Albit und Korund (Analyse IX). Das reichste Korund_„erz“ stellen die Gänge von Korundsyenitpegmatit bei Craigmont dar, die 6—18 Fuß mächtig, bis 35% Korund führen und auffallende Ähnlichkeit mit den entsprechenden Vorkommen vom Ural besitzen (Analyse XII). Bemerkenswert ist auch die Übereinstimmung mit den von MOROZEWICZ experimentell gefundenen Gesetzmäßigkeiten.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO ₂ . . .	64,15	51,58	43,67	42,72	39,74	59,68	65,89
TiO ₂ . . .	—	0,35	0,78	0,38	0,13	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	19,04	19,40	20,91	25,08	30,59	23,48	19,73
Fe ₂ O ₃ . . .	1,02	4,26	3,54	2,00	0,44	0,59	2,03
FeO . . .	0,93	5,25	8,01	4,36	2,19	0,37	0,75
MnO . . .	0,16	0,20	0,05	0,16	0,03	—	Sp.
CaO . . .	1,37	3,64	7,37	6,92	5,75	0,26	0,46
MgO . . .	0,37	0,49	1,46	0,97	0,60	0,21	0,27
K ₂ O . . .	7,10	4,23	2,25	2,69	3,88	4,68	3,95
Na ₂ O . . .	5,37	7,49	6,73	11,02	13,25	9,52	6,59
P ₂ O ₅ . . .	0,10	0,15	0,11	0,19	—	—	—
CO ₂ . . .	0,70	1,53	2,37	2,99	2,17	0,04	0,44
H ₂ O . . .	0,27	1,02	2,52	0,88	1,00	0,66	0,34
	100,38	99,59	99,77	100,36	99,86 ¹	99,49	100,45

¹ + 0,02 Cl, 0,07 S, Sp. SO₃.

	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.
Si O ₂	48,38	55,35	49,56	56,05	40,53	73,33
Ti O ₂	Sp.	0,30	—	0,47	—	0,17
Al ₂ O ₃	30,54	21,65	33,70	17,02	13,62	13,55
Fe ₂ O ₃	0,40	0,81	0,93	9,10	0,19	0,58
Fe O	0,06	0,49	1,42	4,20	0,04	1,53
Mn O	Sp.	0,01	—	0,08	—	0,04
Ca O	1,87	3,65	5,89	0,72	0,67	1,66
Mg O	0,19	0,13	0,97	0,12	—	0,45
K ₂ O	3,70	1,62	1,23	5,12	5,92	3,12
Na ₂ O	13,94	9,31	4,95	6,10	3,40	5,01
P ₂ O ₅	Sp.	0,01	—	0,04	—	—
CO ₂	0,62	0,88	0,17	—	1,01	—
H ₂ O	0,50	1,64	0,84	0,36	—	0,45
	100,20	100,40 ¹	99,66	99,38	100,00 ²	99,89

I. Syenit (Phlegrose), Monmouth.

II. Nephelinsyenit (Essexose), Monmouth.

III. Nephelinsyenit (Essexose), Monmouth.

IV. Nephelinsyenit (Vulturöse), Monmouth.

V. Monmouthit, Monmouth.

VI. Alkalisyenit (Miasköse), Methuen.

VII. Alkalisyenit (Kallerudöse), Methuen.

VIII. Craigmontit, Craigmont.

IX. Raglandit, Raglan, Craigmont.

X. Dunganonit, Dunganon.

XI. Korundführender Alkalisyenit (Umpteköse), Raglan, Craigmont.

XII. Korundsyenitpegmatit, Raglan, Craigmont.

XIII. Granit, gneisartig, Methuen.

Die Sedimentgesteine der Greenville-Serie. Die Hauptmasse bildet ein in unverändertem Zustand blaugrauer, wohlgeschichteter Kalk, der nach dem Granitkontakt zu allmählich in weißen Marmor übergeht. Verknüpft mit ihm sind spärliche Quarzite und grobkristalline, hornfelsähnliche Paragneise. Amphibolite nehmen große Teile des Gebietes ein und haben der geologischen Erkenntnis große Schwierigkeiten bereitet. Sie entstehen auf dreierlei verschiedene Art und Weise: a) durch Umkristallisation unreiner Kalkvarietäten, „Federamphibolite“, in denen die Hornblende nach Art der Garben in den Garbenschiefern angeordnet ist; b) durch Umkristallisation älterer Intrusivgänge, z. T. vielleicht auch basischer Tuffe und Laven; c) am direkten Kontakt von Granit und Kalk.

Kontakterscheinungen an den Granitbathylithen. Die Marmorisierung der Kalke in größerer Entfernung vom Granit wurde schon besprochen; besonders bemerkenswert sind aber die Verhältnisse am

¹ + 4,45 Korund.

² + 34,62 Korund.

direkten Kontakt beider Gesteine. Es konnte an einer großen Anzahl von guten Aufschlüssen zweifellos festgestellt werden, daß der reine Kalkstein bei der Annäherung an den Granit sich mit Plagioklas und Bisilikaten belädt und übergeht teils in körnige, grüne FeMg-Pyroxengesteine, meist mit etwas Skapolith, teils in Pyroxengneise und Amphibolite. Der geologische Befund läßt es ausgeschlossen erscheinen, daß der Kalk gerade immer da, wo er mit dem Granit in Berührung kommt, durch einen primären Gehalt von SiO_2 und MgCO_3 für diese Umwandlung speziell prädisponiert gewesen sein sollte. Die Pyroxenfelse bestehen aus z. T. sehr großen Individuen von Pyroxen, Biotit, Hornblende, Skapolith, Epidot, Granat u. a.; Calcit tritt als Relikt des ursprünglichen Kalkes auf.

Die Umwandlung des Kalkes in Amphibolit läßt sich am Kontakt Schritt für Schritt verfolgen und ist oft mit intensiven Injektionserscheinungen verbunden. Die Gesteine bestehen aus Amphibol, FeMg-Pyroxen, Titanit, Skapolith, Plagioklas, Mikroklin, Orthoklas, Quarz und restierendem Calcit in normaler Pflasterstruktur. Ein Übergangs- oder Durchgangsstadium stellen gewisse Pyroxen-Skapolithgneise dar. Bemerkenswerterweise finden sich im Granit nie Einschlüsse von Kalk, sondern nur solche von Amphibolit.

Die Umwandlungen sind das Resultat einer Stoffwanderung aus dem granitischen Magma in den Kalk, deren Natur auf das deutlichste aus folgenden drei Analysen hervorgeht:

	Ia.	Ib.	II.
SiO_2	32,88	50,20	50,00
TiO_2	0,49	0,75	0,82
Al_2O_3	9,04	13,80	18,84
Fe_2O_3	0,77	1,18	2,57
FeO	3,48	5,31	5,51
MnO	—	—	0,08
MgO	4,18	6,38	4,63
CaO	30,90	17,71	10,65
Na_2O	1,17	1,79	4,46
K_2O	0,85	1,30	1,18
H_2O	1,08	1,66	1,00
CO_2	15,20	—	0,10
Cl	n. best.	—	0,10
S	n. best.	—	0,03
Sa	100,04	100,08	99,97

Ia ist die Analyse eines Handstückes, das aus calcitreichen, hellen Pyroxen-Hornblendelagen und dunkeln calcitfreien Lagen besteht; Ib gibt dieselbe Analyse nach Abzug des Kalkspates auf 100% berechnet. Sie repräsentiert daher die dem Kalkstein zugeführte Substanzmenge mit Ausnahme von CaO ; das Gestein enthält 65,5% Silikate. II ist ein Endprodukt der Metamorphose, ein calcitfreier Amphibolit.

Es treten also aus dem Granit in den Kalk über: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe-Oxyde, MgO, TiO_2 , Alkalien, und zwar Al, Fe, Alkalien zuletzt in höherem Maße als die andern; die Feldspäte entstehen also relativ später. Diese Stoffwanderung ist um so auffälliger, als in ihr auch Mg und Fe eine nicht unbedeutende Rolle spielen, obwohl der Granit selbst sehr arm an diesen Bestandteilen ist. [Diese Erscheinungen stehen in bemerkenswerter Übereinstimmung mit vielen Beobachtungen von KEMP, LINDGREEN, BERGEAT u. a. und bilden ein neues interessantes Beispiel für Stoffübertragung von seiten granitischer Magmen. Ref.] O. H. Erdmannsdörffer.

E. O. Hovey: A geological Reconnaissance in the Western Sierra Madre of the State of Chihuahua, Mexico. (Bull. of the Amer. Mus. of Nat. History. 1907. 23. 401—442.)

Über die geologischen Ergebnisse dieser Reise ist bereits an anderer Stelle (dies. Jahrb. 1910. I. -383-) berichtet worden; vergl. auch Verf.'s Aufsatz über den Guaynopitadistrikt in der ROSENBUSCH-Festschrift.

Der vorliegende Aufsatz gibt einen Überblick über die Reiseergebnisse im allgemeinen; 18 gute Landschaftsbilder, 13 Textfiguren und 1 geologische Übersichtskarte sind ihm beigegeben. Bergeat.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Beyschlag-Krusch-Vogt: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung, I. 1. Erzlagerstätten, Allgemeines. 238 p. 166 Abb. gr. 8°. Stuttgart 1909.

Das Buch will im Gegensatz zu den Werken von BECK und STELZNER-BERGEAT mehr die allgemeinen Ergebnisse geologischer Lagerstättenforschung zusammenfassen und die einzelnen Erzvorkommen nur soweit behandeln, als sie zu Belegen und zur Erläuterung der allgemeinen Ausführungen dienen. Dazu kommt, daß es sich nicht auf Erzlagerstätten beschränkt, sondern die volkswirtschaftlich weit bedeutenderen Lagerstätten der Kohle, des Salzes und des Erdöls in den Kreis der Betrachtung mit einbezieht. Die vorliegende erste Hälfte des ersten Bandes gliedert sich folgendermaßen:

Einleitung. Allgemeine Systematik, Form und bildliche Darstellung der Erzlagerstätten. Inhalt der Erzlagerstätten. Die Mineralbildung. Über die relative Verbreitung der Elemente. Über die natürlichen Elementkombinationen mit besonderer Berücksichtigung der Metalle. Entstehung der Erzlagerstätten. Die absolute und relative Menge der Metalle auf den nutzbaren Lagerstätten. Primäre und sekundäre Teufenunterschiede. Merkmale der Erzvorkommen an der Tagesoberfläche. Die wissenschaftliche Einteilung (Systematik) der Erzlagerstätten. Anhang.

In der Einleitung wird besonders auf die Wichtigkeit der geologischen Position, d. h. der Summe der Beziehungen einer Lagerstätte zu den sie beherbergenden Schichten und Gesteinen hingewiesen. Die Einleitung schließt mit einer Angabe der allgemeinen Literatur. Im ersten Kapitel werden Form und Störungen der syngenetischen Lagerstätten (magmatischen Ausscheidungen, Sedimente oder Erzlager und Seifen), Form und Störungen der epigenetischen Lagerstätten (Kontaktlagerstätten, Hohlraumausfüllungen, metasomatischen Lagerstätten und Imprägnationszonen), endlich die bildliche Darstellung der Lagerstätten behandelt. Das zweite Kapitel bespricht die Erze, die Gang- oder Lagerarten und die Verwachsung. Das dritte Kapitel (über Mineralbildung) beginnt mit Literaturangaben, es behandelt 1. die Auskristallisation aus den Silikatschmelzlösungen, 2. Mineralbildung durch Sublimation, 3. Mineralbildung durch Zersetzung der Gase und Dämpfe durch Hitze, 4. Mineralbildung durch Mischung zweier Gase, 5. Mineralbildung durch Einwirkung von Gasen und Dämpfen auf feste Körper, 6. Auskristallisation oder Ausfällung aus wässriger Lösung. Das Kapitel über die relative Verbreitung der Elemente ist besonders auf die Ausführungen von CLARKE und VOGT basiert. Ebenso legt das folgende Kapitel über die natürlichen Elementkombinationen mit besonderer Berücksichtigung der Metalle die Veröffentlichungen von VOGT zugrunde.

Das Kapitel über die Entstehung der Erzlagerstätten bespricht 1. Erzlagerstättenbildung durch Auskristallisation aus dem Schmelzfluß, 2. durch pneumatolytische Vorgänge, 3. durch Kontaktmetamorphose, 4. durch Metasomatose, 5. durch Auskristallisation bzw. Ausfällung aus Lösungen, 6. durch mechanische Aufbereitung.

Das Kapitel über die absolute und relative Menge der Metalle auf den nutzbaren Lagerstätten gibt dankenswerte ökonomische Mitteilungen. In dem Kapitel über primäre und sekundäre Teufenunterschiede werden namentlich die Verhältnisse der Oxydations- und Zementationszone behandelt. Es folgt die Darstellung der Merkmale der Erzvorkommen an der Tagesoberfläche. Endlich werden im letzten Kapitel die Einteilungsversuche der Erzlagerstätten seitens verschiedener Forscher besprochen und folgende Systematik aufgestellt: I. Magmatische Ausscheidungen, II. Kontaktlagerstätten, III. Gänge, unregelmäßige Hohlraumausfüllungen und metasomatische Lagerstätten, IV. Erzlager, jede Gruppe mit ihren Unterabteilungen.

A. Sachs.

O. Stutzer: Kontaktmetamorphe Erzlagerstätten. (Zeitschrift f. prakt. Geol. 17. 1909. 145—155.)

Es werden folgende Themen behandelt:

I. Der Begriff der kontaktmetamorphen Lagerstätte. II. Die Heimat des Metallgehaltes der kontaktmetamorphen Erzlagerstätten. III. Die Bildungsperiode der kontaktmetamorphen Erzlagerstätten. IV. Der Einfluß der verschiedenen Eruptivmagmen bei Bildung kontaktmetamorpher Erzlagerstätten. V. Der Einfluß der verschiedenen Nebengesteine bei Bil-

dung kontaktmetamorpher Erzlagerstätten. VI. Die Stoffzufuhr. VII. Das Verhalten des Kalksteins bei Bildung der kontaktmetamorphen Erzlagerstätten. VIII. Über das Verhältnis kontaktmetamorpher Erzlagerstätten zu magmatischen Erzausscheidungen. IX. Über das Verhältnis kontaktmetamorpher Erzlagerstätten zu Injektionsgängen. X. Über das Verhältnis kontaktmetamorpher Erzlagerstätten zu gewöhnlichen Erzgängen. XI. Über das Verhältnis kontaktmetamorpher Erzlagerstätten zu gewöhnlichen metasomatischen Erzlagerstätten. XII. Über das Verhältnis kontaktmetamorpher Erzlagerstätten zu dynamo- resp. regionalmetamorph veränderten Erzlagerstätten. XIII. Die Bezeichnung dieser Lagerstätten: kontaktmetamorphe Lagerstätte oder Kontaktlagerstätte? **A. Sachs.**

Der Bergbau in den deutschen Schutzgebieten. (Nach der amtlichen Denkschrift für 1907/08.) (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 74, 80, 232, 323—324.)

Es wird Deutsch-Ostafrika, Kamerun, Togo, Deutsch-Südwestafrika, das Kiautschougebiet behandelt. **A. Sachs.**

M. Wemmer: Die Erzlagerstätten der Eifel mit Ausschluß der näheren Umgebung von Aachen. (Inaugural-Dissertation der Universität Münster. 1909.)

Die Anregung zu vorstehender Arbeit, eine Registrierung der aus der Eifel bekannt gewordenen Erzvorkommen, ist vom Referenten ausgegangen. Die Aufzählung der Fundorte und Erztypen, denen jeweilig eine mineralogische, geologische und wirtschaftliche Charakteristik hinzugefügt ist, erfolgt in genetischer Anordnung. Es werden unterschieden:

A. Primäre Erzlagerstätten.

I. Sedimentäre Lagerstätten.

a) Echte Sedimente.

1. Das Roteisensteinflöz an der Basis des Mitteldevons.
2. Das Roteisensteinflöz im Buntsandstein bei Pallien an der Mosel.

b) Konkretionäre Ausscheidungen in Sedimenten.

1. Sphärosiderit- und Titaneisensteinlagerstätten im Devon, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Tertiär.
2. Eisenerzlagerstätten der sogen. Soonwaldformation.

II. Epigenetische Lagerstätten.

a) Gänge.

1. Cu-, Pb- und Zn-, Fe-, Mn-, Sb-Erzgänge.
2. Eisenerzgänge der sogen. Hunsrückformation.

b) Flöze.

Die blei- und kupfererzführenden Sandsteine und Konglomerate der Buntsandsteinformation.

c) Metasomatische Lager.

Brauneisen- und Manganerzlagernstätten in und auf dem Eifelkalk.

B. Sekundäre Erzlagernstätten.

Alluviale Seifen: die Golderzlagernstätten der Westeifel.

Eine Übersichtskarte 1:200 000, auf der die Lagerstätten nicht nur örtlich, sondern auch nach ihrer geologischen und systematischen Zugehörigkeit aufgetragen sind, bildet eine wertvolle Ergänzung der Arbeit; leider steht die Farbengebung für die einzelnen Formationen zu den sonst üblichen im schreienden Widerspruch.

Der Wert der Arbeit liegt besonders in der angestrebten Vollständigkeit der Fundorte, wobei die Benutzung der bergamtlichen Akten gute Dienste geleistet hat, und in dem dadurch erbrachten Nachweis, daß, was Zahl und Verbreitung der Erzfunde innerhalb der Eifel anlangt, diese entgegen der landläufigen Meinung keinem der übrigen deutschen Mittelgebirge nachsteht, sondern eher vorangeht. Interessant ist es indessen, daß von den schier zahllosen Erzfunden — abgesehen von Mechernich und den nicht zur Besprechung gelangten Erzvorkommen der Gegend von Aachen — kein einziger zu einem lohnenden und nachhaltigen Bergbau geführt hat.

Klockmann.

K. A. Redlich: Bergbaue Steiermarks. 8. Heft, 10. Die Eisensteinbergbaue der Umgebung von Payerbach—Reichenau. (Berg- u. Hüttenm. Jahrb. d. k. k. mont. Hochsch. 1907. 55. 2 Taf.)

Der Aufsatz bildet einen Beitrag zur Lösung der Frage nach der Entstehung der alpinen Sideritlager, insbesondere derjenigen von Steiermark und Niederösterreich. Den besten Aufschluß über die Lagerungsverhältnisse in dem Gebiet von Payerbach—Reichenau bieten die Reviere Hirschwang, Altenberg und Schendlegg. Das Profil beginnt mit erzführenden grauen metamorphen Tonschiefern, dann folgen Grünschiefer, die sich u. d. M. als Diabase oder Diabastuffe erkennen lassen und vielleicht dem Silur angehören, darüber die neuerdings von OHNESORGE in den Kitzbühler Alpen als metamorphe quarzführende Eruptivgesteine erkannten Sericitgrauwacken, die ehemals nach v. FOULLON's Vorgang als Blasseneckgneis beschrieben worden waren; diese sind die Träger eines zweiten Erzuges. Ihnen folgt ein bald rotes, bald weißes, stellenweise arkoseartiges Konglomerat, das nach oben zu in kristalline rote und grüne Schiefer übergeht. In dieser Zone liegt der dritte Erzzug. Die umgewandelten Eruptivgesteine (Quarzporphyre) und die Konglomerate dürften vielleicht dem Perm entsprechen.

In dem liegendsten, grauen bis schwarzen, graphitischen Schiefer fanden sich Schmitzen von Kupferkies und bis zu $\frac{1}{2}$ m mächtige Gangtrümer von Siderit, Quarz, Kupferkies und Fahlerz.

Auf den Lagern bildet der Siderit in inniger Mischung mit Ankerit derbe Massen und teilweise auch Kristalle — $\frac{1}{2}$ R. Daneben findet sich

Kupferkies, der in feiner Verteilung einen merklichen Kupfergehalt des Eisenerzes bedingt, jedoch auch in faust- bis kopfgroßen Butzen auftritt und manchmal sogar gewonnen wurde, ferner silberarmes Antimonfahlerz, Schwefelkies, Arsenkies (in dem Nebengestein der Kupferkiesgänge), Zinn- ober in bis zu nußgroßen Partien, Schwerspat, Quarz, Kalkspat, Eisenblüte und die gewöhnlichen sekundären Eisen-, Kupfer- und Manganverbindungen.

An einer Reihe von strukturellen Erscheinungen, z. B. dem Auftreten von Gangtrümmern, von Kokardenerzen, der wiederholten Krustenbildung u. a. m. beweist Verf. die epigenetische Entstehungsweise dieser Lagerstätten. Je nachdem diese an Kalkstein oder an Schiefer gebunden sind, zeigen sie die beiden sehr verschiedenen Erscheinungsweisen einerseits der metasomatischen Spateisensteinlager mit geringem Sulfidgehalt, deren Hauptvertreter der Erzberg bei Eisenerz ist, anderseits der Kupferkiesgänge, wie zu Mitterberg im Salzburgischen. Bergeat.

K. A. Redlich: Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu den gleichartigen Vorkommen der Ostalpen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 270—274.)

Von Tirol bis nach Niederösterreich lassen sich Quarzporphyrdecken verfolgen, die über die kleinen Karpathen bis nach Oberungarn reichen, woraus sich die Quarzporphyrgerölle der Gosau (Einöd) ungezwungen erklären. Allenthalben sind sie entweder selbst Erzträger, oder hängen mit den Erzen innig zusammen. Die Quarzporphyre mit den gleichartigen buntgefärbten Tonschiefern und Breccien bilden einen wichtigen Leit- horizonz des alpinen Paläozoicums. In der Umgebung von Dobschau haben wir Lagergänge vor uns, die oft von einem zweiten System durchkreuzt werden, dort aber, wo die Lösungen Kalke antrafen, bildeten sie metamorphe Lager, wie an den Maßörtern (nordöstlich von Dobschau). Das gleiche sehen wir in den Alpen. Die Gänge finden ihr Analogon in dem Siderit-Kupferkiesvorkommen von Payerbach, Reichenau, Altenberg, Bohnkogel, einem Teil der Radmer und in den Mitterberger Gängen, während der steirische Erzberg und die metamorphen Lager in der Radmer das getreue Abbild der Maßörter sind (vergl. v. Böckh und Redlich, Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 506—508). A. Sachs.

R. Canaval: Sprengarbeit in den alpinen Erzberg- bauen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 285.)

Ergänzungen zu den von Redlich (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 174) gegebenen Notizen. A. Sachs.

Resow: Das Ganggebiet des „Eisenzecher Zuges“. (Zeitschrift f. prakt. Geol. 16. 1908. 305—328.)

Es werden besprochen:

I. Orographie und Hydrographie. II. Vorbemerkungen über die Spateisensteingrube „Eisenzecher Zug“. III. Geologischer Aufbau der Schichten. IV. Tektonik des Ganggebietes. V. Beschreibung des Gangzuges. VI. Bildung und Ausfüllung der Gangspalte. VII. Beziehungen der Gangspalte zu den Störungen. VIII. Einfluß des Nebengesteins und der Störungen auf den Adel der Gangausfüllung. Zum Schlusse folgt ein Literaturverzeichnis.

A. Sachs.

R. Canaval: Natur und Entstehung der Erzlagerstätten am Schneeberg in Tirol. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 479—483.)

Verf. vertritt die Auffassung, daß die Hangendlagerstätte auf metasomatische Verdrängung einer präexistierenden Kalkbank zurückzuführen, die Liegendlagerstätte mit dem Verbindungstrum aber als gangartiges Vorkommen anzusehen sei. Vielleicht sind in den Alpen Lösungen tätig gewesen, welche von einem granitischen Lakkolithen ausgingen oder mit granitischen Nachschüben zusammenhingen, und die trotz vielfacher Veränderungen auf dem Wege durch die Schieferhülle doch befähigt blieben, ein Mineral der Kontaktgesteine, wozu WEINSCHENK auch den Fuchsit rechnet, abzulagern.

A. Sachs.

H. Hess von Wichdorff: Beiträge zur Kenntnis des Bleiglanz-Zinkblende-Erzstockes bei Weitisberga im Thüringer Frankenwald und der Geschichte des dortigen Silberbergbaues. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 12—24.)

Es liegt der erste Teil der Abhandlung „Zur Geschichte des Silberbergwerks von Weitisberga“ vor.

A. Sachs.

W. Hotz: Die Lagerstätten nutzbarer Mineralien in der Schweiz. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 29—42.)

An die einzelnen Regionen des Landes sind entsprechend ihrer petrographischen Zusammensetzung ganz bestimmte Lagerstätten geknüpft. Im kalkreichen Jura finden sich Eisenerze, Salinen und Asphalt, das mehr klastische Material des Mittellandes enthält Spuren goldhaltiger Alluvionen, Erdöl und Kohle. Weitaus am reichhaltigsten sind die Lagersätten (Erze, Kohle, Steinsalz, Asbest) in den Alpen vertreten, die ja aus mannigfaltigen Gesteinen der verschiedenen Formationen zusammengesetzt sind. Volkswirtschaftliche Bedeutung hat aber gegenwärtig allein die Gewinnung von Salz und Asphalt. Es werden die einzelnen Vorkommen einer eingehenden Besprechung unterzogen.

A. Sachs.

J. Hergenreder: Zur Kenntnis des Altais. Geologisch-bergmännische Skizze des Kalbinsky-Gebirges. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 166—177.)

Das Kalbinskygebirge bildet den südwestlichen Vorsprung des Altais und wird begrenzt im Norden und Nordosten durch den Fluß Irtisch, im Südosten und Süden durch die Niederung des Saissansees, im Westen ziehen einzelne Berggruppen dieses Gebirges bis zur Poststraße zwischen der Stadt Semipalatinsk und der Stadt Sergiopolj. Es werden die geologischen Verhältnisse des Gebietes genau beschrieben. Vielfach finden sich Goldseifen in dem Gebiete. Es folgt eine Beschreibung der Goldquarzgänge der Grube Udaly bei Sentasch am südlichen Abhange der Hauptkette des Kalbinskygebirges, zum Schlusse eine Betrachtung über das Flußbett des Irtisch.

A. Sachs.

W. Hotz: Die Erzlagerstätten im östlichen Altai- und im Alataugebirge, Westsibirien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 263—270.)

Es handelt sich um die Erzdistrikte von Semipalatinsk, Tomsk, Atchinsk und Minussinsk. Am Aufbau des Landes nehmen wesentlich teil stark gefaltete Gneise und altkristalline Schiefer, steil auferichtete Tonschiefer, Sandsteine und Kalke von der Silur- bis zur Carbonformation, die vielfach von jüngeren Graniten und Dioriten mit ihren porphyrischen Abkömmlingen durchsetzt werden. An das Auftreten der Eruptivgesteine sind mehr oder weniger direkt zahlreiche Erzvorkommen geknüpft. Es werden a) Silber-, Blei- und Kupfererze, b) Eisenerze, c) Golderze (Goldquarzgänge und quarzäre Seifen) beschrieben.

A. Sachs.

G. Bodenbender: La Sierra de Córdoba. Constitución geológica y Productos minerales de aplicación. (Republica Argentina. Anales de Ministerio de Agricultura; Seccion Geol. Min. y Minería. Buenos Aires 1905. 1. No. 2. 1—150. 1 Karte. 30 Taf.)

Verf. gibt eine geologische Übersicht des Gebietes und beschreibt die Mineralien und Gesteine. Die geographische Verteilung der Erzgänge und Eruptivgesteine ist in eine übersichtliche Karte eingetragen.

A. Hintze.

Fr. L. Ransome: Preliminary account of Goldfield, Bullfrog and other mining districts in Southern Nevada with notes on the Manhattan district by G. H. GARREY and W. H. EMMONS. (Unit. St. Geol. Survey, Bull. 303. 98 p. 1 topogr. Karte. 4 geol. Karten. 15 Textfig. Washington 1907.)

Der im südlichen Nevada gelegene Goldfield-Distrikt stellt im wesentlichen eine niedrige domförmige Erhebung von tertiären Laven und Tuffen vor, deren Liegendes von alten granitischen und metamorphischen Gesteinen

gebildet wird. Diese alten Gesteine sind im zentralen Teile des Distrikts an einer Zahl von Stellen freigelegt worden. Die wahrscheinlich paläozoischen, ursprünglich aus Kalksteinen und kalkigen Schiefer-tonen mit untergeordneten Sandsteinschichten zusammengesetzt gewesenen alten Sedimentgesteine sind durch nachfolgende granitische Intrusionen (?post-jurassisch) zu Jaspisen und Quarziten umgewandelt worden.

Der Granit besteht im wesentlichen aus Quarz und Orthoklas (akzessorisch Biotit und Plagioklas) und ist Alaskit benannt worden.

Die zum weitaus größten Teil aus Laven und Tuffen, untergeordnet aus intrusivem Material bestehenden tertiären Eruptivgesteine sind: Rhyolith, Andesit, Dacit, Latit, Quarz- und Olivinbasalt, wozu noch diesen Gesteinen entsprechende Breccien und Konglomerate kommen. Bis 500 feet mächtige Süßwassersedimente (the lake beds), auf denen z. B. die Stadt Goldfield steht, schließen die Reihe der Tertiärgesteine.

Im großen und ganzen umgeben diese Gesteine den älteren Kern in konzentrischen Ausbissen und fallen allseitig von ihm unter geringen Neigungswinkeln ab.

Das Erz ist an, verschiedenen Richtungen folgende, stark zerrüttete und silifizierete vulkanische Gesteinszonen geknüpft und bildet sehr unregelmäßig begrenzte Quarzmassen (ledges), die Freigold in ebenfalls sehr unregelmäßig gestalteten, aber reichen Erzfällen enthalten. Das Freigold entstammt Sulfiden von mehr oder weniger komplexem Charakter, hauptsächlich Eisenkies, der von Mineralien begleitet wird, die Kupfer, Silber, Antimon, Arsen und Wismut führen. Tellurgold wird auch erwähnt, kommt aber sehr spärlich vor.

Aufsteigende Lösungen setzten die Erze ab. Die Produktion betrug im Jahre 1904 über 2 300 000 \$. Bisher wurde im Goldfield-Distrikt nur oxydiertes Erz gewonnen.

Im Bullfrog-Distrikt, ca. 60 miles südsüdöstlich von Goldfield, kommt das Erz in bis 8000 feet mächtigen, stark verworfenen rhyolithischen Laven von wahrscheinlich tertiärem Alter vor, deren Liegendes Kalke von z. T. silurischem Alter und kristallinische Schiefer bilden. Hier sind es in der Hauptsache echte Gänge (einfache und zusammengesetzte), deren Mächtigkeit von wenigen inches bis zu 10 oder selbst 100 feet schwankt. Die Gangmasse ist Quarz und Calcit. Der Bergbau geht auch hier bisher nur in die Oxydationszone um und wird nur Freigold, z. T. silberhaltig, gewonnen. Das ursprüngliche Erz ist goldhaltiger Pyrit. In einer Mine tritt Hornsilber in reichlichen Mengen auf. Das Erz des Bullfrog-Distrikts ist im ganzen weit weniger reich als jenes des Goldfield-Distrikts.

Es folgen noch Mitteilungen über einige andere, weniger bedeutende neue Golddistrikte (Searchlight, Eldorado, Crescent und Manhattan), wo das Gold in den meisten Fällen ebenfalls an Gänge geknüpft ist, deren Gangmasse aus Quarz besteht.

O. Zeise.

Fr. G. Clapp: Economic geology of the Amity quadrangle, eastern Washington County Pennsylvania. (Unit. St. Geol. Survey. Bull. 300. 144 p. 1 tektonische u. Lagerstättenkarte. 8 Taf. 7 Textfig. Washington 1907.)

Das 228,4 square miles große, nahe dem Zentrum des Nordendes des Pittsburg Kohlenfeldes gelegene Amity quadrangle erstreckt sich von 40°—40° 15' nördlicher Breite und von 80°—80° 15' westlicher Länge.

Wirtschaftlich ist dieses Gebiet hauptsächlich ausgezeichnet durch seine ausgedehnte Öl- und Gasproduktion sowie durch das Vorkommen zum mindesten eines sich fast über das ganze Gebiet erstreckenden wertvollen Kohlenflözes.

Von quartären Bildungen abgesehen, gehören die zutage tretenden Gesteine sämtlich dem Carbon an, und zwar der Monongahela, Washington, Greene und Conemaugh „formation“, während zu den durch Tiefbohrungen erschlossenen Gesteinen, die die carbonische Conemaugh, Allegheny, Pottsville, Mauch Chunk und Pocono „formation“ umfassen, noch die devonische Chemung „formation“ tritt, die in einer Mächtigkeit bis über 1000 feet durchsunken worden ist. Die maximale Mächtigkeit der zutage tretenden „formations“ beträgt 1200 feet, die der erbohrten ungefähr 3100 feet.

Der tektonische Bau des Amity quadrangle ist in den Hauptzügen durch 3 Antiklinalen und 2 Synklinalen gekennzeichnet, die durch eine Darstellung des Verlaufes der Pittsburg Kohlenflözsohle in der beigegebenen Karte zum Ausdruck gelangen.

Ölhorizonte sind hauptsächlich der „Big Injun“ oder „Manifold“, der „Gantz“ und „Fifty-foot“ sand der Pocono „formation“ und der „Gordon“ sand der devonischen Chemung „formation“; davon sind der „Gantz“ und „Fifty-foot“ sand sehr reich an Öl. Gas ist in fast allen Horizonten Begleiter des Öls, seine Haupthorizonte, der „Fifth“, „Bayard“ und „Elisabeth“ sand treten indessen erst in der devonischen Chemung „formation“ auf, die dagegen arm an Öl ist. Die Tiefe der Bohrlöcher schwankt zwischen 2200—3600 feet unter Oberfläche.

Im ganzen genommen bestätigen die Öl- und Gasvorkommen des Amity quadrangle die Richtigkeit der Antiklinaltheorie.

Unter den bauwürdigen Lagerstätten nutzbarer Mineralien und Gesteine wird Kohle künftig wirtschaftlich an erster Stelle stehen. Weitaus das bedeutendste Flöz in Quantität und Qualität ist das an der Basis der Monongahela „formation“ (oberes produktives Carbon) vorkommende Pittsburg-Flöz, das bisher wegen seiner Tiefe unter Oberfläche nur an einigen Stellen, wo es nahe der Oberfläche kommt, oder (wie am Nordrande des quadrangle) auf kurze Entfernungen zutage tritt, abgebaut wurde. Das Flöz ist im Mittel 6 feet mächtig und ist eine hervorragend bituminöse Kohle. Die im Amity quadrangle vorhandene Masse wird auf 1 300 000 000 long tons geschätzt.

Eine Beschreibung der verschiedenen Kalksteine, Sandsteine, Schiefer-tone und Tone und Mitteilungen über ihre Verwendung schließen den Bericht.

O. Zeise.

R. W. Stone and Fr. G. Clapp: Oil and gas fields of Greene County, Pa. (Unit. St. Geol. Survey. Bull. 304. 110 p. 1 tektonische und Lagerstättenkarte. 2 Taf. 7 Textfig. Washington 1907.)

Greene County bildet die südwestliche Ecke des Staates Pennsylvania und erstreckt sich, östlich bis an den Monongahela River reichend, über eine Fläche von 588 square miles. Seit 1886 hat dieses Gebiet ununterbrochen Öl produziert und seit 1890 auch einen großen Betrag an Gas. Über 1300 Bohrlöcher sind innerhalb seiner Grenzen auf Öl und Gas gestoßen worden.

Die zutage tretenden Gesteine gehören sämtlich dem Carbon an, und zwar der Greene, Washington, Monongahela und den obersten Horizonten der Conemaugh „formation“. Das an der Basis der Monongahela „formation“ vorkommende Pittsburg-Kohlenflöz, auf dessen Verlauf die in der anliegenden Karte gegebene tektonische Darstellung des Gebietes sich gründet, hebt sich im Osten über den Spiegel des Monongahela River zutage heraus, während es im übrigen Gebiet in verschiedenen Tiefen bis hinunter zu über 1300 feet unter Oberfläche angetroffen wird.

Die erbohrten „Gesteine“ umfassen die Conemaugh, Allegheny, Pottsville, Mauch Chunk und Pocono „formation“, im ganzen 2000 feet mächtig und ferner noch 600 feet der oberdevonischen Chemung „formation“.

Öl und Gas kommt in kommerziellen Mengen in den Sandsteinen des Untercarbon und des Oberdevon in verschiedenen Horizonten vor. Die Ölsande sind im Carbon der „Dunkard“, „Big Injun“, „Gantz“, „Fifty-foot“ und „Niveh“, im Devon der „Gordon“ und „Fourth“. Die bedeutenderen Gassande sind auch die eben genannten, wozu noch der „Salt“ der Pottsville „formation“ und der „Fifth“, „Bayard“ und „Elisabeth“ der Chemung „formation“ kommen.

Das tiefste in Green County und zugleich zweitiefste Bohrloch der Vereinigten Staaten wurde im Jahre 1904 unweit Aleppo Township gestoßen; es hat eine Tiefe von 5322 feet unter Oberfläche oder 4722 feet unter der Pittsburg-Kohle und durchsank den „Bayard“ sand in einer Mächtigkeit von 7 feet bei einer Tiefe von 3235 feet unter Oberfläche. Von dem unter dem „Bayard“ sand in einer Mächtigkeit von ca. 2000 feet erbohrten Gestein ist nur bekannt geworden, daß es aus „shells and slate“ bestehe.

In Greene County macht sich weit weniger eine Abhängigkeit der Öl- und Gasvorkommen vom geologischen Bau bemerkbar, als in anderen Teilen des Appalachian basin und scheint die Antiklinaltheorie, wenigstens ohne Modifikation, hier nicht anwendbar, da Öl auch in den Flanken und in den Synklinalen angetroffen wird.

Nach Ansicht des Verf.'s hat die Antiklinaltheorie Gültigkeit nur in mit Wasser gesättigtem Gebirge. In Greene County sind indessen die Sande unter dem „Salt“-Sand, mithin die ölführenden Sande, praktisch jetzt trocken und das einst durch das in den Sanden ursprünglich — seit der Sedimentation — vorhanden gewesene Wasser in die Antiklinalen

gehobene Öl ist nach und nach mit dem Verschwinden des Wassers, der Schwerkraft folgend, an die Stellen gelangt, die es heute einnimmt.

Eine Erklärung dafür, warum und wie das Wasser entwich, kann Verf. nicht geben.

O. Zeise.

Topographische Geologie.

Julius Ruska: Geologische Streifzüge in Heidelbergs Umgebung. Leipzig 1908. ERWIN NÄGELE. 208 p. Zahlr. Abbildungen.

In der ausgedehnten Literatur, welche die Geologie einem größeren Kreise zugänglich zu machen strebt und durch das erwachte Interesse des Publikums und der Verleger zu immer erneutem Blühen angereizt wird, nimmt das handliche, außerordentlich gut ausgestattete, klar disponierte Buch einen besonderen Platz ein. Es ist in mehrfacher Beziehung muster-gültig — in der Auswahl des Stoffs und in der Form der Darbietung, die sich entfernt hält von dem Pathos des Popularisators und der nüchtern-trockenen Weise der Fachschriften. Je enger das Gebiet begrenzt wird, desto leichter kann man dem Publikum wirklich Gediegenes bieten, ohne an die wissenschaftliche Vorbildung allzu hohe Ansprüche zu machen. Wer mit dem Büchlein RUSKA's in der Hand die geologisch ebenso interessante wie landschaftlich schöne Umgebung Heidelbergs durchstreift, wird viel lernen und vor allem auch geologisch sehen lernen.

Die Methode, die Verf. gewählt hat, wird am besten durch eine Aufzählung einiger der Illustrationen gekennzeichnet. Sie sind die Lichter, die Verf. auf Stellen seines Bildes setzt, die ihm selbst bedeutsam erscheinen.

Anstehender Granit im Neckarbett, Rotliegendes über Granit, Buntsandstein am Fuß des Heiligenbergs, Kiesgrube am Exerzierplatz, eine kleine geologische Karte des Odenwalds östlich von Weinheim, Diorit von Granit durchadert, Melaphyrmandelstein von Albersweiler, Schieferhornfels mit Granitinjektion, Absonderung des Porphyrs, Erosionsschlucht der Weschnitz, Schwerspatgänge, Bilder aus Porphy- und Buntsandsteinbrüchen, Dünenschichtung im Buntsandstein, Trockenrisse und zerrissene Schlammschichten, Bankung im Pseudomorphosensandstein, Wellenkalkbrüche, Quelfalten im Gips, Kalkspatleisten im Keupermergel, altdiluviale Rheinsande, Hohlwege im Löß, Bilder aus dem Neckartal ziehen an uns vorüber, alle in originalen Aufnahmen. Illustrationen von Petrefakten, Schemata von Kristallen, auch Ausschnitte aus topographischen und geologischen Karten sind an passender Stelle eingefügt. Auch Literatur-nachweise sind in einem Anhang gegeben.

E. Koken.

R. Lepsius: Notizen zur Geologie von Deutschland.

a) Über den Zusammenhang zwischen den tiefen Quellen und den großen Gebirgsüberschiebungen. e) Über DENKMANN'S Silur im Kellerwalde, im Harze und im Dillgebiete. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1908. 4—12. u. 26—30.)

Ausgehend von den Sprudeln von Bad Nauheim, die im mitteldevonischen Stringocephalenkalke erbohrt sind, glaubt Verf., daß auch die übrigen tiefen Quellen am Südrand des Taunus, die Quellen von Homburg, Cronthal, Soden, Wiesbaden, Kiedrich und Kreuznach ihren Kalkgehalt den in der Tiefe vorhandenen Kalkkomplexen verdanken. Er weist darauf hin, daß der südliche Abbruch des Rheinischen Schiefergebirges viel komplizierter gebaut ist, als man seither annahm. Im Osten zwischen Nauheim und Homburg bei Ober-Roszbach sowohl, als auch im Westen bei Bingerbrück und Stromberg treten am Rande des Gebirges Schollen mitteldevonischen Kalkes zutage. Auf der dazwischen liegenden Strecke, in der Gegend von Homburg und Wiesbaden, ist der Kalk durch eine Sericitschiefer- und Phyllitserie überschoben. Diese Taunusschiefer möchte Verf. für umgewandelte oberdevonische Sedimente halten. Nach neueren Untersuchungen anderer ist aber scharf zu scheiden zwischen den Taunusphylliten und den Sericitschiefern mit ihren Einlagerungen von Sericitgneisen (umgewandelten Quarzporphyren), Kalkphylliten und Kieselschiefern. Erstere werden jetzt ziemlich allgemein zum Gédinnien, letztere ins Silur oder noch tiefer gestellt.

Von Dill und Lahn bis zum Kellerwald durchzieht das Rheinische Schiefergebirge ein aus vorwiegend fossillereen Quarziten, Grauwacken und Schiefen gebildeter Gebirgszug, der schließlich im Harze in den Gesteinen des Acker- und Bruchberges seine Fortsetzung findet. In diesem Schichtkomplex eingelagerten Plattenkalken fand DENKMANN im Kellerwald Graptolithen und stellte darauf die ganze Gesteinsserie ins Silur. Ja er geht so weit, die Goniatiten enthaltenden Gilsakalke und Sandpflanzen führenden Grauwacken auch für silurisch zu erklären, nur weil sie in dem genannten Gebirgszuge auftreten. Nicht minder verwerflich ist es, die gleiche Schichtfolge im Harze und im Westerwald als Silur zu kartieren. Hier sind die graptolithenführenden Schichten bis jetzt überhaupt noch nicht gefunden, wohl aber treten im Dillgebiete Einlagerungen mitteldevonischen Kalkes wie die von Greifenstein auf. Auch nach Ansicht des Ref. handelt es sich bei dem in Rede stehenden „Silurzuge“ nicht um eine stratigraphische, sondern um eine tektonische Einheit, in der verschiedene stratigraphische Elemente des Silur und Devon auf eine uns allerdings noch nicht bekannte Weise vereint sind.

H. Gerth.

F. Hugli: Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs. (Eclogae geol. helvetiae. 9. 441—464. 1907.)

Die Kenntnis der Gneise des Aarmassivs beruht auf den von HEIM, C. SCHMIDT, FELLEBERG und BALTZER geschaffenen Grundlagen. Eine erneute Untersuchung ist durch SAUER's Forschungen im zentralen und östlichen Teile des Massivs angebahnt worden. Die Übergänge, die hier zwischen dem Gneis und dem südlich an diesen grenzenden Sericitschiefer bestehen, verlangen eine Erklärung, für die die Annahme nur „dynamischer Verarbeitung“ des Gesteins nicht ausreicht. Verf. möchte die Sericitisierung, deren Maximum gerade mit dem Auftreten von Marmoreinlagerungen im Gneis zusammenfällt, auf die Rechnung postvulkanischer Tätigkeit setzen, die auf zuvor mechanisch zerrüttete Zonen einwirkte. Die genaue Zusammensetzung und die genetischen Verhältnisse der nördlichen Gneiszone im zentralen Teil des Aarmassivs zu erforschen, hat Verf. sich zur Aufgabe gestellt und seine Untersuchungen zwischen Gadmen und Grindelwald begonnen.

Das sichere Resultat seiner bisherigen Studien ist, daß die Hauptmasse der Gneise eruptiven Ursprungs ist. Für ihre Tiefengesteinsnatur sind beweisend:

1. die Art des Kontaktes mit den nördlichen Kalkalpen,
2. die strukturelle und chemische Beschaffenheit des Gesteins und
3. die Kontaktschollen, die es einschließt.

1. Die sogen. Zwischenbildungen (zwischen Gneis und Jurakalk) in der Umgegend von Innertkirchen, am Gstellhorn usw. sind durch Verrucano und Arkosen, einen dichten, gelblichen, stark verkieselten Dolomit, stark gepreßte Eisenoolithe und dunkle Kalke mit Chalcedongehalt charakterisiert. Kontaktmetamorphose ist an ihnen nicht nachweisbar. In der Umgebung des Wendenjoches unterteufen den „Gneis“ des Grassen konkordant Anthrazitschiefer, graue und bunte Phyllite und Helvetanschiefer, wie BALTZER sie genannt hat, während die eigentlichen Zwischenbildungen vom Sernifit bis zum Dogger sich dazu in diskordanter Lagerung befinden. Konkordant mit den Anthrazitschiefern liegen Konglomerate mit Komponenten von bis 30 cm Durchmesser. Die „Phyllite und Helvetanschiefer“ sind stellenweise Knotenschiefer mit Almandin, Turmalin, Rutil, Zirkon und Graphit. Die Konglomerate erscheinen, wo die Gerölle geringere Dimensionen aufweisen, als Konglomeratgneise.

2. Die Struktur des „Gneises“ [Verf. setzt das Wort konsequent in Anführungsstriche, wohl weil er die Bezeichnung „Granit“ für richtiger hält] stellt seine Tiefengesteinsnatur vollkommen sicher. Analysen liegen noch nicht vor.

3. Den Scholleneinschlüssen hat Verf. besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Sie sind an den Nordrand der Gneiszone oder an die Nachbarschaft der großen Kalkkeile gebunden. „In größerer Entfernung vom Kontakt wurden bis jetzt nur seltene Schollen von ganz untergeordneten Dimensionen vorgefunden.“ Verf. betrachtet die nördliche Gneiszone als das Randgebiet des Protoginlakkolithen des Aarmassivs. Ihre wechselnde Beschaffenheit und ihre Schieferigkeit beruht auf tiefgehenden Resorptionserscheinungen, die die schlierigen, streifigen und hornfelsartigen Gneise

erzeugten. Nicht resorbierte Schollen des Nebengesteins treten als Einschlüsse auf, die bis 300 m Durchmesser erreichen können. Man kann bei ihnen unterscheiden: (a) Kalksilikatfelse und (b) kristalline, silikatführende Kalke, Dolomit und Marmore.

Teilweise resorbierte Schollen von Kalksilikatfels finden sich besonders in der Äußeren Urweid an der Grimselstraße. In ihnen tritt bald der Biotit-, bald der Albitgehalt mehr hervor; bald sind es Amphibol-, bald Silikathornfelse. Ihre Mineralien zeigen „alle die Wirkung des Piezokontaktes“. Am Lauteren See (unteres Gadmental) wurde in kristallinem Marmor ein Silikatfels angetroffen, der mit seinen langen, parallelen Quarzstengeln, seinem von Quarz durchwachsenen Augit und den feinen, staubförmigen Einschlüssen in Hornblende, Muscovit, Apatit, Feldspat und Titanit als Produkt des Piezokontaktes erscheint.

Die kristallinen, silikatführenden Kalke und Dolomite, die ganz besonders an die Umgebung der großen Kalkkeile gebunden erscheinen, erreichen sehr große Dimensionen. Die Schollen an der Äußeren Urweid (Grimselstraße) bestehen aus kristallinem Kalk oder körnigem Dolomit und werden von silikatreichen Zonen umrandet. In den Kalken fanden sich als kontaktmetamorphe Neubildungen: Granat, Diopsid, Forsterit, Vesuvian. Seltener akzessorische Gemengteile sind Titanit, Quarz, Muscovit, Magnetkies, Pyrit, Graphit. An augitreichen Kalken wurde Pflaster-, in serpentinreichen Eozoonstruktur beobachtet. Die körnigen Dolomite erweisen sich u. d. M. als vollkommen unverzahnt und dynamisch nicht gestört. Sie enthalten Muscovit, mit Chlorit parallel verwachsen, Periklas, z. T. in Serpentin umgewandelt, Pyrit und Magnetkies.

Die Kalkschollen von Innertkirchen sind schieferig und weisen vollkommene Kataklase auf und führen Quarz, Albit, Klinozoisit, Skapolith, Titanit, Biotit, Phlogopit, Graphit, Pyrit. Die Kalkschollen von Stieregg am unteren Grindelwaldgletscher sind intensiv gefaltet. Ihre Struktur beruht einmal auf Kontaktmetamorphose, die Granat, Augit und Vesuvian hervorgebracht hat, dann aber auf späterer mechanischer Beeinflussung, durch die eine starke Kataklase der Mineralien erzeugt ist. An der Wendenalp treten granat- und vesuvianreiche Kalkblöcke auf, in einer Kalkscholle östlich des Sustenpasses findet sich Prehnit.

Die Marmore von Scheftelen, am Schönalhorn und auf der Laucherli alp am Gstellhorn (nur in Blöcken) zeichnen sich durch die Führung von Quarz, Albit, sulfidischen Erzen, Graphit, fluor- und hydroxyhaltigen Verbindungen aus, Mineralien, deren Entstehung auf pneumatolytische Tätigkeit zurückzuführen ist. Die ausgesprochene Mörtelstruktur verrät eine sekundäre dynamische Beeinflussung, die aber nicht die neugebildeten Mineralien mitbetroffen hat.

Die postvulkanischen Vorgänge haben auch die Sericitisierung der Quarzporphyre bewirkt, die sich in derselben Zone wie die letzterwähnten Marmore finden.

Mangels Fossilien in den eingeschlossenen Kalkschollen ist das Alter des Granitlakkolithen schwer zu bestimmen. Aber die metamorphen Schiefer

und Konglomerate am Wendenjoch deuten auf eine postcarbonische Entstehung.

[Verf. bezeichnet seine Beweise für die Tiefengesteinsnatur des Gneises als „strikt“. Wenn er aber unter diesen Beweisen die chemische Beschaffenheit des Gesteins anführt und nachher erklärt, Analysen seien noch nicht gemacht, so ist das etwas optimistisch. C. SCHMIDT hat (Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen, p. 513; vergl. dies. Jahrb. 1910. I. -91-) darauf hingewiesen, daß HUGI in den Zwischenbildungen keine Metamorphose gefunden hat, die man erwarten müßte, wenn der Aaregneis(granit) so jung wäre, wie man aus HUGI's Angaben eigentlich schließen muß. Das Profil des Wendenjochs sowie das Alter der Aarmassivs-Eruptivgesteine sind jüngst von J. KÖNIGSBERGER eingehender behandelt. Vergl. Ref. im nächsten Heft.]

Otto Wilckens.

E. Blumer: Zur Kenntnis des helvetischen Alpennordrandes. (Vierteljahrsschrift d. Nat. Ges. Zürich. 51. 473—480, 1908.)

Die Untersuchungen, die Verf. im Gebiete von Wageten, Brüggler und Köpfenstock ausgeführt hat, haben zu Ergebnissen über den Bau dieser Kette geführt, die wesentlich von denjenigen Vorstellungen abweichen, zu denen früher BURCKHARDT gekommen war. Eine Konkordanz zwischen Kreide, Eocän und Molasse und einem verkehrten Mittelschenkel von Kreide, Eocän und Molasse ist nicht vorhanden. Die Molasse bildet am Alpennordrand keine übergelegte Synklinale. Die sogen. rote Molasse ist nicht aquitanisch. Sie fehlt nördlich der Wageten ganz. Was man für den verkehrten Schrattenkalk gehalten hat, ist Valanginien und Jura. Die Hauptmasse der Nordwände von Wageten, Brüggler und Köpfenstock sind nicht Kreide, sondern Tithon (Troskalk). Die ganze Kette ist nicht ein aus dem Flysch auftauchendes Gewölbe, sondern eine einfache, auf Eocän und Molasse schwimmende Schichtreihe vom Tithon bis Eocän. Jede Gewölbeumbiegung fehlt und BURCKHARDT zeichnet im Mittelschenkel die Kreide viel mächtiger als im hangenden Schenkel, weil er im Nordschenkel Tithon und Valanginien für Schrattenkalk gehalten hat. Man betrachtet bis jetzt die Wageten—Köpfenstockdecke als aufbrandenden Stirnrand der Mürtshendecke. Aber stratigraphische Verschiedenheiten mahnen zur Vorsicht, so das Auftreten von Tavayannazsandstein im Flysch der Wageten, ein Gestein, das in der nördlichen helvetischen Kette der Ostschweiz sonst fehlt. Vielleicht tritt also in der Wageten doch die Glarner Decke zutage. Ihre Fortsetzung nach O. ist der Kapfenberg bei Weesen.

Nach TOBLER und BUXTORF sind die Aubrige nicht die Fortsetzung der Rigihochfluhkette; sie sind aber ferner auch nicht die Fortsetzung der Wageten—Köpfenstockdecke. Aubrige und Wageten gehören zu verschiedenen Decken, erstere zur Säntis-, letztere zur Mürtshen(?)decke.

In beiden sind die Tektonik und die Stratigraphie verschieden; z. B. ist der Schrättkalk in der Wageten—Köpfenstock- 20—30, in der Aubrigkette 200 m mächtig. Das Bindeglied zwischen der großen Masse der Säntisdecke im O. und der Aubrigkette ist die Riseten bei Näfels.

Der Alpenrand wird also von Teilen folgender Decken gebildet: Vom Rhein bis zur Linth von der Säntisdecke, resp. der Holkastendecke (Zweigdecke der vorigen), dann von der Mürtschendecke, dann nochmals der Säntisdecke, hierauf der Drusbergdecke. Otto Wilckens.

Albert Heim: Geologische Begutachtung der Greinabahn, Projekt des Herrn Oberingenieur Dr. Moser. — Geologische Nachlese No. 16. (Vierteljahrsschrift d. Nat. Ges. Zürich. 51. 378—396. 1 Taf. 1906.)

Der geplante Greinatunnel durchbohrt den östlichen Teil des Gotthardmassivs mit den Mulden jüngerer Gesteine auf jeder Seite und noch ein kleines nördliches Massiv. Er verläuft quer zum Streichen der Schichtung und Schieferung, was für seine Ausführung sehr bequem ist. Nacheinander wird er von S. nach N. folgende Gesteine durchfahren:

km vom S.-Portal	ungefähre Erstreckung in m	
0—0,1	50—100	Gehängeschutt.
0,1—3,75	3700	Sostoschiefer (gefältelte, metamorphosierte Kalkglimmerschiefer) mit Dolomiteinlagerungen.
3,75	5—50	Dolomit.
3,8—5,7	1900	Glanzschiefer, zuletzt vielleicht etwas Dolomit.
5,7—10,0	4300	Streifengneis.
10,0—11,0	1000	Streifengneis?, Glimmerschiefer?, Quarzporphyr?, Amphibolit?, Serpentin?
11,0—12,8	2000	Granit.
12,8—15,0	2200	Gneis.
15,0—16,3	1300	Sericitgneis und -schiefer.
16,3—16,8	500	Verrucano, Glanzschiefer, Dolomit?, Verrucano.
16,8—20,35	3350	Sericitgneis und -schiefer.

Besondere Hindernisse wird der Tunnel nicht antreffen, auch nicht in der Form großer Wassereinbrüche. Druckhafte Stellen können wie in jedem großen Alpentunnel vorkommen. Voraussagen kann man sie nicht. Der Tunnel wird mit seiner Länge von 20350 m den Simplon- (19730 m) und den Gotthardtunnel (14800 m) übertreffen. Als höchste Temperatur,

die man in der Tunnelmitte antreffen wird, schätzt Verf. 40°. Die steile Schichtstellung im Greinagebirge erleichtert die Abkühlung des Gebirgsinneren.

Was die Zufahrtslinien zum Greinatunnel anbetrifft, so führt die nördliche durch ein Gebiet, das keine technischen Schwierigkeiten bereiten wird. Das Nordportal des Tunnels liegt in der Gegend von Somvix in 900 m ü. d. M. Die südliche Zufahrtlinie ist durch das Val Blenio gedacht und erreicht das Südportal ebenfalls in 900 m Meereshöhe. Für sie sind zwei kurze Kehrtunnel und fünf gewöhnliche Tunnel nötig.

Otto Wilckens.

A. Buxtorf: Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 60. 163—197. 2 Taf. 1908.)

Das schöne, durch das Reußtal aufgeschlossene Profil von der Windgälle bis zum Rigi ist im Laufe der zwei letzten Dezennien sehr verschieden gedeutet worden. Stellt man, wie Verf. es tut, die Auffassungen der verschiedenen Autoren in einer Profilsreihe zusammen, so gewinnt man einen guten Überblick über die Entwicklung der neueren Anschauungen über den Bau der nordschweizerischen Alpen. Der Unterschied der Profile von ALB. HEIM (1891) und LUGEON (1901) beruht nicht auf den beobachtbaren Tatsachen, sondern auf der verschiedenen Deutung der Beobachtungen. Die Frage, ob die Rigihochnfluhkette mit der Axenkette zur tieferen oder mit der Frohnalpdecke zur höheren Überschiebungsdecke gehört, dürfte jetzt im Sinne der letzteren Auffassung endgültig entschieden sein.

Die zuerst von LUGEON in den Karpathen nachgewiesene Erscheinung der Längsstreckung und Längszerreißung macht sich in den nördlichsten Kreideketten aufs deutlichste bemerkbar, wenn auch nicht überall in der gleichen Weise und Stärke: Zwischen Toggenburg und den Aubrigen sind ganze Ketten fadenförmig ausgezogen, am Vierwaldstättersee wird der gleiche Effekt durch schiefer zur Kette verlaufende Querbrüche bewirkt.

Die nördlichste Kreidekette steht in anormalem Kontakt mit der nördlichen Flyschzone und diese wiederum mit der Molasse. Die Schichten der letzteren haben am Alpenrande keine synklinale Stellung, sondern bilden den Südschenkel der südlichsten Molasseantiklinale. ARNOLD HEIM'S Theorie von der Brandung der Alpen an einem erodierten Nagelfluhgebirge gilt auch für das Rigigebiet. Man beobachtet nämlich auch hier, daß alle Querstörungen der Kreiderandkette in der randlichen Flyschzone erlöschen. Vitznauer Stock, in geringerem Maße auch Rigihochnfluh, ruhen in Nischen in der Südabdachung des Riginagelfluhklotzes, zwischen denen der Bireggsporn südwärts vortritt. Die sogen. Tiefbachkonglomerate bei Gersau sind abgeschürfte Fetzen von Nagelfluh im Flysch. Wenn Bürgenstock und Pilatus genau im Streichen der nach W. zu in voller Mächtigkeit un-

vermittelt aufgehörenden südlichen Riginagelfluh liegen, so beruht das wahrscheinlich auf der Erosion der letzteren, d. h. dem Vorhandensein eines altpliocänen Talbeckens, in das die Randkette hineinbrandete. Bezüglich der Entstehung der Nagelfluh bekennt sich Verf. zu der Ansicht, daß die exotischen Decken das Material der Gerölle wesentlich mitgeliefert haben.

Was das gegenseitige Verhalten der „höheren“ und „tieferen“ helvetischen Decke zwischen Urner und Briener See betrifft, so muß sein Righochfluh = Schratzenfluh, Tertiärzone Brunnen = Tertiärzone unter und nördlich der Giswyler Klippen, Frohnalp = Briener Rothorn, Tertiärzone nördlich der großen Windgälle und unter der Schächentaler Windgälle = Tertiär am Nordfuß des Wetterhorns ob der Gr. Scheidegg. Unsicherheit herrschte über die Fortsetzung der „Axendecke“ westlich des Urner Sees. Man hielt früher die Urirotstockdecke dafür, aber Verf. kann diese jetzt nicht mehr als obere Teildecke der tieferen, sondern muß sie als Ostende des Juraanteils der höheren helvetischen Decke betrachten. Der Jurakern der Axendecke ist im Fuß der Gitschenwand zurückgeblieben. In 5 Profilen stellt Verf. seine Ansichten über den Bau der schweizerischen Zentralalpen vom Nordrande des Aarmassives bis an die Molasse und vom Thuner See bis Brunnen übersichtlich dar. Auch ist eine geotektonische Skizze dieses Gebietes beigegeben. Man kann die helvetischen Decken der Zentral- und Ostschweiz nicht nur als sekundäre Lappen einer einheitlichen Überschiebungsdecke deuten, sondern man kann unter ihnen drei durch Überschiebungen scharf voneinander getrennte Einheiten unterscheiden: Griesstock-, tiefere und höhere helvetische Decke. Diese Decken vereinigen sich wohl sicher erst in der Wurzelregion am Südrande des Aarmassives. Einstweilen noch nicht recht unterzubringen ist das Gebiet des „Vorderen Gitschen“, das vielleicht eine Art von Zwischenstück darstellt.

Die Randkette besitzt nach GERBER's Beobachtungen an der Standfluh eine gewisse Selbständigkeit gegenüber der höheren helvetischen Decke. Verf. nimmt an, daß sie sich überall zwischen dieser und dem autochthonen Tertiär südwärts ausspitzt. Die Randkette ist eine reine Kreidekette. Dies Abgleiten und Vorbranden der Kreidesedimente beruht auf dem Vorhandensein der mächtigen Mergelschiefer zwischen ihnen und den Jurakalken, durch welche hier wie auch sonst der Schichtkomplex in zwei sich mechanisch verschieden verhaltende Massen zerlegt ist.

Anhangsweise werden noch die Leimernschichten besprochen, die von dem Bergrücken Leimern bei Beatenberg ihren Namen haben. Es sind Kalke und dünn-schichtige Mergel mit reicher Foraminiferenfauna, die zwischen Thuner See und Giswyler Stöcken als lokale Einschaltungen im Flysch erscheinen. Daß es sich an der Leimern um eine Klippe von Neocomfleckenkalk und Couches rouges handelt, wurde auf einer Studentenkursion unter A. TOBLER's Führung schon 1899 erkannt. Schon lange vorher hat QUÉREAU die Leimernschichten der Rotspitz (Giswyler Stöcke) und von Merligen als exotisch aufgefaßt. Falls alle an die Zone von sogen. unterem Flysch vom Thuner See durchs Habkerntal bis ins Quell-

gebiet der Gr. und Kl. Emme geknüpften Vorkommen von Leimernschichten sich als exotisch erweisen sollten, so ist möglicherweise ein großer Teil des Flysches der Habkernzone, darunter der mächtige Schlieren-Flysch, nicht helvetisch, sondern exotisch. **Otto Wilckens.**

1. **P. Termier:** Sur les granites, les gneiss et les porphyres écrasés de l'île d'Elbe. (Compt. rend. Ac. des Sc. Paris. 148. 1441—1445. 1909.)

2. —: Sur les nappes de l'île d'Elbe. (Ibid. 1648—1651.)

3. —: Sur les relations tectoniques de l'île d'Elbe avec la Corse et sur la situation de celle-ci dans la chaîne alpine. (Ibid. 149. 11—14. 1909.)

1. Nachdem Verf. zusammen mit E. MAURY das Vorhandensein einer zertrümmerten Granitschuppe an der Basis der Überschiebungsdecke von Ponte-Lucciona, Saint-Florent und Macinaggio auf Korsika nachgewiesen hatte, lag die Vermutung nahe, dies charakteristische Element der Tektonik möchte auch auf Elba zu finden sein. In der Tat konstatiert man in den Graniten und Gneisen des östlichen Teils der Insel dieselben mechanischen Phänomene wie auf Korsika. Diese Gesteine tragen dann mancherwärts eine mächtige Folge von Glimmerschiefern, den „präsilurischen Gneis“ LOTTI'S. Der schönste Granitmylonit findet sich bei Porto Longone, wo das stark veränderte Gestein noch Inseln von normalem Granit (den bekannten Elbagranit) einschließt und seine wahre Natur gut zu erkennen gibt. Porto Longone gegenüber wird der Granit durch Gneis vertreten, der von mindestens 500 m mächtigen Glimmerschiefern überlagert wird. In der Valdana erscheint zerquetschter und geschieferter Mikrogranit (Quarzporphyr), der früher mit den vorsilurischen Gneisen vereinigt, in Wirklichkeit aber derselbe Mikrogranit ist, der in den Macigno und Albarese eindringt.

Diese Mylonitetage bildet die Unterlage aller Formationen Elbas. Ihre Unterlage ist unbekannt. Nahe bei Portoferraio finden sich Reibungsbreccien. Das große Granitmassiv des Monte Capanne zeigt kein Merkmal der Zerquetschung.

2. Zwischen den Mylonit und die sedimentären Gesteine schalten sich zusammenhängende Linsen von metamorphen Gesteinen ein, wie sie im Glanzschiefergebiet von Korsika vorkommen. Auch auf Elba treten in ihren höheren Horizonten Grünsteine auf. Verschiedene Formationen Elbas erscheinen als linsenförmige Massen. Das alles zeigt, daß Elba Deckenland ist. Dabei sind Faltungen nur schwach entwickelt. Am Monte Fabrelle findet sich eine Überschiebung von Silur auf Eocän. Hier liegt der Knotenpunkt der elbischen Geologie. Das Silur liegt auf Eocän mit Quarzporphyr, diese auf geschiefertem Quarzporphyr. Zwischen Silur und Eocän liegen Glanzschiefer mit Serpentin.

Es gibt drei Decken auf Elba, nämlich:

I. (unten)	II.	III. (oben)
Eocän (kalkig, schieferig, sandig)	Glanzschiefer und Serpentin	Eocän (Schiefer, Jaspis, weiße Kalke) mit viel grünen Eruptivis
Triasmarmor und -dolomit		Lias
Granit, Gneis, Glimmerschiefer (im O. der Insel sehr zerquetscht)		Triasdolomit und -quarzit
		Verrucano
		Carbon?
		Silur

Das Eocän mit Grünsteinen von III und das Eocän ohne Grünsteine von I treten auf zwei Linien in unmittelbarem, anormalen Kontakt. Auch erscheint letzteres, da die Decke II oft zwischen beiden fehlt, in Fenstern unter dem ersteren.

Auf Korsika ist die Glanzschieferdecke die tiefste und darauf liegt eine Decke mit Granit-Mylonit an der Basis.

3. Es fragt sich nun, ob die Decken von Elba dieselben sind wie die auf Korsika und ob auf diese Weise Korsika zum Apennin gehört, oder ob ein Wurzelgebiet zwischen Elba und Korsika durchstreicht, von dem aus die Decken von Korsika nach W., die von Elba und des Apennin nach O. bewegt sind.

Die oberste Decke von Elba ist die östliche Fortsetzung der oberen korsischen Decke. Gegen O. verliert sie ihre granitische Basis, statt dessen erscheint das Silur. Der Briançonnaischarakter des Mesozoicums verliert sich gleichzeitig, das Eocän bleibt dasselbe. Elba ist ein Bindestrich zwischen Korsika und dem Apennin. Somit ist STEINMANN'S Theorie bestätigt, die den Ursprung des Apennin auf Korsika gesucht hat.

Allem Anscheine nach bilden die beiden unteren Decken von Elba den ganzen nördlichen Apennin. Durch Fenster in der Decke II sieht man im Apennin die tiefste Decke von Elba, deren Mesozoicum aber hier viel reicher entwickelt ist (apuanische Alpen).

Auf Korsika liegt der Westrand der Glanzschieferzone unter dem Granit der Hochkette. Der westliche Teil des Granitgebietes von Korsika ist Wurzelland und grenzt zweifellos im W. an die versenkte autochthone Zone zwischen alpinem und apenninischem Gebiet.

Verf. kann seine frühere Ansicht, daß die tektonische Achse des alpinen Gebirges östlich von Korsika und von Sardinien durchstreicht, nicht aufrecht erhalten. Sie verläuft westlich von Korsika unter dem Meere, und zwar liegt sie schräg zu den stratigraphischen Zonen: in Piemont in den Glanzschiefern, aber von Ligurien ab im Briançonnais.

Otto Wilckens.

- Walther, J.: Geologie Deutschlands. Leipzig 1910. 358 p. 191 Fig. 1 Karte.
- Ussing, N. V.: Dänemark. In: Handbuch der regionalen Geologie von STEINMANN und WILCKENS. 1. Abt. 2. H. 1. Heidelberg 1910. 38 p. 12 Fig.
- Sonntag, P.: Geologischer Führer durch die Danziger Gegend. Danzig 1910. 156 p. 40 Fig.
- Reinisch, R.: Entstehung und Bau der deutschen Mittelgebirge. Leipzig 1910. 206 p. 48 Fig.
- Mordziol, C.: Einige Bemerkungen zum Alter der deutschen Mittelgebirge. (Ber. Vers. oberrhein. geol. Ver. 1910. 14—17.)
- Stoller, J.: Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide, vom geologischen Standpunkt betrachtet. (2. Jahresber. Niedersächs. Ver. Hannover 1909. 126—131.)
- Spethmann, H.: Der zweite Teil von C. GAGEL's Arbeit: Zur Geologie Schleswig-Holsteins. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 209—217.)
- Harbort, E.: Über die Verbreitung von Jura, Kreide und Tertiär im Untergrund des Diluviums der Umgebung von Neustadt a. Rbg. und Nienburg a. W. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. 31. I. 1910. 1—36.)
- Wagner, W.: Geologische Beschreibung der Umgebung von Fladungen vor der Rhön. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1909. 30, 2. 1910. 109—174.)
- Kranz, W.: Zur Tektonik des Siebengebirges. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 153—163. 3 Fig.)
- Volk, K. G.: Geologische Wanderungen am schwäbischen Meere. Leipzig 1910. 45 p. 14 Fig.
- Regelmann, C.: Zur Tektonik der Schwäbischen Alb. Eine Erwiderung an Herrn W. KRANZ. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 307—313.)
- Libus, A.: Die Bruchlinie des „Vostry“ im Bereiche der SW.-Sektion des Kartenblattes Zone 6, Kol. X und ihrer Umgebung. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 60. 1910. 99—114. 1 Fig. Taf. 5.)
- Frech, F.: Geologische Beobachtungen im pontischen Gebirge. Oberkreide, Flysch und mitteltertiäre Masseneruptionen bei Trapezunt, Kerassunt und Ordu. (Dies. Jahrb. 1910. I. 1—24. 3 Fig. Taf. 1—2.)
- Ugolini, R.: I terreni di Rosignano e Castiglioncello. Studi e ricerche di Geologia agraria. Pisa 1910. 128 p. 2 Taf.
- Lotti, B.: Geologia di Toscana. (Mem. descr. Carta geol. d'Italia. 13. 1910. 1—484. 4 Taf.)
- Martin, E. A.: Some observations on the Brighton Cliff. Geol. Mag. 1910. 290—294.
- Högbom, B.: Svenska Spetsbergsexpeditionen 1909. (Imer. Årg. 20. 1910. Stockholm. 465.)
- Holmquist, P. J.: Die Hochgebirgsbildungen am Torneträsk in Lappland. (Guide des excursions en Suède 1910. 71 p. 1 Taf.)
- Sjögren, O.: Der Torneträsk: Morphologie und Glazialgeologie. (Guide des excursions en Suède 1910. 28 p. 3 Taf.)

- Svenonius, Fr.: Der Kårso-Gletscher. (Guide des excursions en Suède 1910. 14 p. 12 Fig.)
- Törnebohm, A. E.: Kurze Übersicht über die präquartäre Geologie Schwedens. (Guide des excursions en Suède 1910. 8 p. 2 K.)
- Törnquist, S. L.: Smärre geologiska och paleontologiska meddelanden. (Geol. Fören i Stockholm Förh. **32**. 1910. 23—44.)
- Fries, T. och Bergström, E.: Några iakttagelser öfver palsar och deras förekomst i norelligaste Sverige. (Geol. Fören i Stockholm Förh. **32**. 1910. 195—205.)
- Gröber, P.: Vorläufiger Bericht über die tektonischen Ergebnisse einer Forschungsreise im südlichen Tiën-schan. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 338—347. 7 Fig.)
- Boehm, G.: Zur Geologie des Indo-australischen Archipels. (Nachträge IV. Zur neuen obertriadischen Fauna aus den Molukken. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 161—163.)
- Zur Geologie des Indo-australischen Archipels. (Nachträge V. Zur Kenntnis der Südküste von Misól. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 197—209. 1 Fig.)
- Martin, K.: JUNGHUHN'S Ansichten über die versteinierungsführenden Sedimente von Java. (Aus Gedenkboek FRANZ JUNGHUHN, Haag 1910. 10 p.)
- Wanner, J.: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Insel Misól (Niederländisch-Ostindien). (Tijdschr. v. h. kgl. nederl. Aardrijksk. Genootsch. 2. Ser. **27**. 1910. 469—500. 5 Fig. Taf. 11—12.)
- Einige geologische Ergebnisse einer im Jahre 1909 ausgeführten Reise durch den östlichen Teil des Indo-australischen Archipels. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 137—147.)
- Ahlburg: Über den geologischen Aufbau von Nordcelebes. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 191—202. 3 Fig.)
- Friedländer, J.: Beiträge zur Geologie der Samoainseln. (Abh. Akad. Wiss. München, **24**. 3. 1910. 509—541. 8 Taf.)
- Richardz, St.: Der geologische Bau von Kaiser Wilhelms-Land nach dem heutigen Stand unseres Wissens. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXIX. 1910. 406—536. 10 Fig. Taf. 13—14.)
- Andrew, A. R. and Bailey, T. E. G.: On the geology of Nyasaland. (Quart. Journ. geol. Soc. **66**. 1910. 189—252. Taf. 18—19.)
- Banse, E.: Der arische Orient. (Aus Natur und Geisteswelt. Leipzig 1910. 104 p. 39 Fig.)
- Ball, J.: Origin of the Nile valley and the Gulf of Suez. (Geol. Mag. 1910. 71—76.)
- Guillemain, C.: Beiträge zur Geologie von Kamerun, unter Beteiligung von HARBORT, JAEKEL, KLAUTZSCH und MENZEL. (Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. **62**. 1909. 466 p. 8 Fig. 25 Taf.)
- Koert, W.: Geologische Karte von Togo mit Begleitwort. 4 p. 1910.
- Stromer, E.: Die Geschichte des afrikanischen Festlands nach neueren Forschungen. (Naturw. Wochenschr. **13**. III. 1910. 161—168.)

- Collins, W. H.: A geological reconnaissance of the region traversed by the national transcontinental railway between Lake Nipigon and Clay lake, Ontario. (Canada deptmt. of mines, geol. Survey. 1909. 62 p. 2 Taf.)
- Noble, L. F.: Contributions to the geology of the Grand Canyon, Arizona. — The Geology of the Shinmo area. (Am. Journ. Sc. 29. 1910. 369—386.)
- Schuchert, Ch.: Palaeogeography of North America. (Bull. geol. soc. N.-America. 20. 1910. 427—606. Taf. 46—101.)

Stratigraphie.

Allgemeines.

James Geikie: Traité pratique de Géologie. Traduit et adapté de l'ouvrage anglais „Structural and Field Geology“ par M. PAUL LEMOINE. Paris 1910. 489 p.

Das vortreffliche Buch ist in Deutschland bekannt; ich brauche über die praktische Anordnung des Stoffes und die Vorzüge GEIKIE'scher Darstellung nichts zu berichten, ich möchte aber die Aufmerksamkeit auf die vorzügliche Übersetzung ins Französische lenken, welche LEMOINE gegeben hat. Es handelt sich eigentlich weniger um eine Übertragung in eine andere Sprache, als um eine Anpassung an die Bedürfnisse und Erwartungen des französischen Leserkreises und ich möchte wünschen, daß in ähnlicher Weise auch uns Deutschen die besten Werke des Auslandes nicht zugänglich — das sind sie — sondern heimisch und vertraut würden. Man muß verstehen, das allzu Lokale abzustreifen und nicht nur sprachlich, sondern auch synthetisch dem neuen Leserkreis entgegenzukommen. Ganz besonders sind die vielen schematischen Textbilder zu loben. LEMOINE sagt mit Recht: „J'ai pensé, en effet, que pour la clarté du texte, rien ne vaut un schéma avec une légende abondante, pas même une photographie.“

E. Koken.

- Haase, E.: Geologisches Lesebuch. Leipzig 1909. 84 p.
- Die Erdkrinde. Einführung in die Geologie. Leipzig 1909. 170 + 84 p. 176 Fig. 3 Taf.
- Walther, J.: Vorschule der Geologie. 4. Aufl. Jena 1910. 293 p. 113 Fig.
- Waagen, L.: Unsere Erde. Der Werdegang des Erdballs und seiner Lebewelt, seine Beschaffenheit und seine Hüllen. Himmel und Erde. 2. München 1910. 695 p. 715 Fig. 56 Taf.
- Beyschlag, F.: Die Aufgaben der geologischen Landesanstalten gegenüber höheren Lehranstalten und Schulen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910. 1—5.)

- Nickles, J. M.: Bibliography of North American Geology for 1908. (U. S. geol. Surv. Bull. 409. 1909. 148 p.)
- Branca, W.: Über die Abtrennung der Paläontologie von der Geologie. (Naturw. Zeitschr. 1910. 113—115.)
- Pompeckj, J.: Die Meere der Vorzeit. (Vortrag.) Göttingen 1910. 21 p.
- Lindemann, B.: Die Erde. Eine allgemeinverständliche Geologie. 1. Geologische Kräfte. 1. Heft. 1910. Stuttgart.

Tertiärformation.

W. Schottler: Cyrenenmergel und jüngeres Tertiär bei Wieseck. (Notizbl. Ver. f. Erdk. u. großherzogl. geol. Landesanst. Darmstadt. 4. 30, 68.)

In der Nähe von Wieseck wurden zwei Bohrlöcher von 43 resp. 45,4 m Tiefe niedergebracht, um die im Untergrunde anstehenden Schichten zu untersuchen. Es fanden sich gelbe, tiefer graue Tone, und dazwischen helle Sande, in dem zweiten Bohrloch auch sandiger Kies mit Geröllen von Milchquarz, aber auch von Lydit, Radiolarienkiesel und Buntsandstein, darunter wieder dunkelgrauer sandiger Ton. Durch sorgfältiges Schlämmen der Bohrproben wurden zahlreiche Foraminiferen aus den tieferen Schichten erhalten, welche dem Cyrenenmergel angehören dürften; auf diesem liegt, wahrscheinlich diskordant, das „jüngere lakustre und fluviatile Tertiär“, wohl Miocän, welches basaltisches Material enthält und durch Verwerfungen von den paläozoischen Schichten getrennt wird. Verschiedene Verwerfungen aus älterer und jüngerer, auch diluvialer Zeit werden angeführt, welche z. T. auch die Basaltdecken zerstückelt haben.

Gegen ein pliocänes Alter dieser jüngeren Schichten spricht, daß in diese Zeit „auch der Aufbau des ganzen mächtigen Vogelsberges zusammengepackt werden müßte“, auch der Fund von *Mastodon angustidens* „im Tuff zwischen den Trappergüssen der zweiten Phase“, von **Koenen**.

Ä. Steuer: Über Tertiär und Diluvium auf den Exkursionen des Niederrhein. geol. Vereins vom 4.—8. April von Bingen aus. (Ber. Niederrh. geol. Ver. 1909. 23.)

Die unterschiedenen drei Diluvialterrassen des Rheins sind von immer neuen tektonischen Bewegungen betroffen worden und wurden durch die Odenwaldbäche überschüttet, aber auch durch alte Flußrinnen ausgewaschen. Schon die oberste enthält Hornsteingerölle mit Radiolarien aus dem alpinen Tithon, vielleicht auch aus dem Culm. Es wurden von Kreuznach aus besucht Sandgruben im unteren Meeressande am Tempelberg (über Rotliegendem und unter Naheschotter), am Ölberg bei Wöllstein (über Quarzporphyr) mit Fossilien, Cyrenenmergel am Kirchberg bei Hackenheim,

sowie Meeressande südwestlich davon (unter Rupelton) und am Rosenberg (durch Schwerspat verkittet). Ferner die Cerithien- und *Corbicula*-Kalke bei Weisenau, Laubenheim, Budenheim (unter einer Diluvialterrasse), Cyrenenmergel mit Braunkohlen westlich Ingelheim (unter Terrasse), Cerithienkalk, unten mit Sand und Kies, westlich Heidesheim und Niederengelheim. Schließlich die oberen fossilreichen Cyrenenmergel am Wege von Ockenheim nach der 14 Nothelfer-Kapelle. Diese Aufschlüsse werden näher erläutert und z. T. abgebildet.

von Koenen.

A. Steuer: Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna. (Notizbl. Ver. f. Erdk. u. Geol. Landesanst. zu Darmstadt f. 1909. 4. 30, 41.)

Nach einer historischen Übersicht wird der petrographische und paläontologische Fazieswechsel zwischen den einzelnen Schichtenfolgen des Mainzer Beckens besprochen und es wird auf Grund umfassender Untersuchungen hervorgehoben, daß derselbe in den verschiedenen Teilen des Beckens wohl nicht ganz gleichzeitig und z. T. nicht ganz scharf erfolgt ist, daß aber eine Trennung auch der oberen Schichten durchzuführen ist. Die Cerithienschichten gehören allein dem Oberoligocän an, also entgegen den Annahmen von MORDZIOL und DOLLFUS, wenn auch Cerithien öfters noch in den unteren *Corbicula*-Bänken vorkommen. In diesen fehlt aber gelegentlich die Gattung *Corbicula*, so daß der Name *Corbicula*-Schichten vielleicht durch einen anderen zu ersetzen wäre. Bezeichnend ist für sie *Hydrobia inflata*, während *H. ventrosa* schon im Cyrenenmergel auftritt und in den Hydrobienschichten massenhaft vorkommt; die Schichten mit *H. inflata* entsprechen nicht immer den „Oberen Cerithienschichten“ KINKELIN'S. *Helix Ramondi* und *H. deflexa* finden sich auch nicht höher. In einer genaueren Besprechung der Melanien wird für die seltenen, mangelhaft erhaltenen Stücke des Cerithienkalkes der Name *Melania tenuicostata* SBG. angenommen, für die der *Corbicula*-Schichten *Melania Escheri* var. *costata* SBG. Schließlich wendet sich Verf. noch gegen einige von DOLLFUS ausgesprochene Ansichten (vergl. das Ref. auf p. -270-).

von Koenen.

W. Schottler: Über einige Bohrlöcher im Tertiär bei Lich in Oberhessen. (Notizbl. Ver. f. Erdk. u. großherzogl. geol. Landesanst. Darmstadt. 4. 26, 49.)

Einige bis zu 117 m Tiefe sich ergänzende Bohrlöcher erreichten den Rupelton; darüber folgten 100 m Cyrenenmergel, unten sandig, oben tonig, mit Braunkohlen, ca. 20 m bunte Tone mit Basaltuff und Basalt.

von Koenen.

H. Engelhardt et F. Kinkel: Oberpliocäne Fauna und Flora des Untermaintales und unterdiluviale Flora von Hainstadt a. M. (Abh. Senckenb. Naturforsch.-Ges. 29. 3. Heft.)

Nach kurzer Erwähnung der älteren, aus dem Mainzer Becken bekannten Floren werden die Aufschlüsse in jungpliocänen Tonen und Torfschichten in einem Brunnen in Niederursel und dem erweiterten Klärbecken Frankfurts angeführt und die sehr mühsame und sorgfältige Gewinnung und Erhaltung der Pflanzenreste aus dem letzteren beschrieben, dann eine Reihe von Bohrresultaten bis zu 70 m Tiefe im Maintal im Frankfurter Unterwald. Es wurden die oberpliocänen, über 90 m mächtigen, kalkarmen, meist grauen Sande und Tone im Osten durch eine mehrfach basaltführende Verwerfung gegen die älteren Kalke und Mergel abgeschnitten, und sie legen sich auf diese vom Pol am Main bei Frankfurt an diskordant. Darauf folgen dann diluviale und alluviale Bildungen. Ein Bohrloch im Frankfurter Walde ergab 10,9 m Alluvium und Diluvium, 78,23 m Pliocän, 11,5 m Basalt und 14,24 m graue und grünliche Sande und Letten, z. T. mit Pflanzenresten, also bis zu 117,63 m (14,33 m unter dem Meeresspiegel) wohl noch Pliocän, ohne das Liegende zu erreichen. Zum Oberpliocän werden auch die Braunkohlen der Wetterau von Dornassenheim, Weckesheim, Dorheim etc. gestellt. Es fehlen aber Schichten des Obermiocän darunter resp. über den Hydrobienkalken. Dann wird das Verhalten zu den hellen Sanden und Quarzschottern mit oder ohne Kieseloolithgeröllen besprochen, die von E. KAISER, G. FLIEGEL und MORDZIOL besonders beschrieben worden sind.

Endlich wird dann eine reiche Flora, größtenteils aus dem Klärbecken, aufgeführt, einige Pilze, Moose, Farne, zahlreiche Gymnospermen, meist Zapfen oder Samen, und Monokotyledonen sowie namentlich Dikotyledonen, meist Früchte oder Samen, und schließlich einige Insekten etc.

Hierauf folgt dann noch eine Besprechung der Verbreitung der einzelnen Gattungen und Arten in den verschiedenen Tertiärschichten und der Bedingungen, unter welchen sich die oberpliocänen Schichten abgelagerten, sowie die paläontologische Beschreibung. von Koenen.

Wilh. Wolff: Geologische Beobachtungen auf Sylt nach der Dezemberflut 1909. [Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. No. 1. 40.]

Gute Aufschlüsse nach einer Sturmflut ergaben sich am Morsumkliff 1. im Glimmerton, 2. im Limonitsandstein, welcher unten lockerer und feiner wird und in graue tonige Sande und Bändertone übergeht, die dann auf Glimmerton ruhen, 3. im Kaolinsand, welcher mit hellem Pfeifenton wechsellagert und früher dünne Lagen von unreiner Braunkohle enthielt. Hier sowohl als auch im Limonitsandstein finden sich Gerölle von Unter- und Obersilur etc. Von dem unteren, miocänen Kaolinsand ist ein fluviatil umgelagerter pliocäner oder vorglazialer Teil aus reinem Tertiärmaterial und ein fluvioglazialer Teil aus der Zeit der ältesten Vereisung zu trennen. Dieser liegt stellenweise auf Resten der ältesten Grundmoräne, auf dem

Pliocänsand nördlich Westerland der Tuul (Seetorf) und auch Sandschliffe. Zu oberst folgt die Grundmoräne der zweiten Hauptvereisung. Im Pliocänsand liegt am Roten Kliff eine Tonbank von ca. 1 m mit Pflanzenresten, meist Pollen von *Pinus*, *Picea*, *Betula* etc. Eine Reihe von Bohrprofilen etc. wird angeführt und bemerkt, daß wohl zwei verschiedene Tuule vorliegen, von welchen der unter Westerland wohl pliocän, der andere postglazial ist. Dann wird ein Bohrprofil von Fiel bei Heide (Dithmarschen) durch 27 m Quartär, 112 m pliocänen Kaolinsand und Quarzsand und 70 m obermiocänen Glimmerton mitgeteilt sowie Vorkommen an anderen Stellen in Schleswig-Holstein und event. von Lüneburg.

von Koenen.

Jean Boussac: Nummulitique helvétique et Nummulitique préalpin dans la Suisse centrale et orientale. (Compt. rend. Ac. Sc. Paris. 150. 1910. 1555.)

In der mittleren und östlichen Schweiz sind bisher die Wildhornschichten zusammengeworfen worden mit einer bedeutenden Flyschmasse, die einem höheren Horizont angehört, dem unteren Teil der voralpinen Schichten. Die Wildhornschichten entsprechen den Falten des Waldegg, des Niederhorn und der Hohgantkette. Die Sandsteine des Hohgant enthalten bis oben hinauf die Nummuliten des Anversien, der Sables moyens, der Palarea und von Ronca, und gehen nach Südosten und Nordosten in gelbliche sandige Schiefer mit wichtigerer Fauna über. 2. In der Gegend von Habkern liegen über dem Hohgantsandstein die Globigerinenschiefer des Priabonien mit Bänken von Ralligmarmor und werden abgeschnitten durch den Wildflysch, Quarzite mit Lithothamnien, Nummuliten, Orthophragminen, welche in glaukonitreiche Breccien mit Bruchstücken derselben Gattungen, *Nummulites Rouaulti* und *N. complanatus* übergehen und dem Lutétien angehören; dazu kommen noch dichte Kalke mit zahlreichen Globigerinen etc.

Zum Voralpin gehört auch der Hauptteil des subalpinen Flysch mit Klippen, Globigerinenschiefer mit Kalkbänken mit *N. complanata* etc., von KAUFMANN beschrieben, deren Verbreitung angeführt wird.

Die Voralpen haben die helvetischen Schichtenfolgen in der östlichen Schweiz ebenso umhüllt wie in der westlichen, und dazu gehört wohl auch der Flysch von Flybach am Säntis, dem Kressenberg etc.

von Koenen.

Jean Boussac: Distribution des niveaux et des facies dans le Nummulitique dit autochthone de la Suisse orientale. (Compt. rend. Acad. Sc. 150. 1772.)

In der mittleren und östlichen Schweiz finden sich zwei Schichtenfolgen von Flysch; die eine liegt normal, die andere überkippt, beide durch einen Muldenkern von Oligocän getrennt. In der ersteren sind folgende Zonen transgredierend: 1. Das Priabonien, die Schichten mit *Cerithium*

diaboli, der Sandstein mit *Nummulites Fabiani* und der Kalk mit *Orthophragmina*. 2. Ebenso das Anversien, Kalksandstein mit *Nummulites striatus* und *Orthophragmina discus*, sehr ähnlich dem Sandstein von Hohgart. 3. Das wenig mächtige Lutétien, Kalk und Sandstein mit *Nummulites complanatus*, *N. aturicus*. 4. Das ganze mittlere Nummulitengebirge ist schieferig, das Lutétien sehr mächtig mit linsenförmigen Kalkbänken mit großen Nummuliten. 1. findet sich aber am südwestlichen Ende der Wildhornmasse, 2. das Anversien 100 km weiter hin, 3. das Lutétien 80 km weiter und 4. noch 70 km weiter.

Wird die Wildhornmasse wieder in ihre ursprüngliche Lage südlich des Aarmassivs versetzt, so bildet die überkippte Schichtenfolge die Fortsetzung der normalen.

Die überkippten Nummulitenbildungen unter den helvetischen Bildungen sind um eine Achse gedreht, welche dem Südrande des Aarmassivs folgt und in der Fortsetzung des Panixerpaß liegt. **von Koenen.**

Dollfus: Classification des terrains tertiaires du bassin de Mayence. (Compte rendu Limes, Soc. géol. de France. No. 12. 6. Juni 1910. 104.)

Nach kurzer Besprechung der Schichten des Mainzer Beckens wird der untere Meeressand, der Rupelton und Cyrenenmergel dem Mitteloligocän, die Cerithienschichten dem Oberoligocän zugerechnet, wie dies sicher richtig ist, aber demselben Horizont auch die höheren Süßwasserbildungen, die *Corbicula*- und *Hydrobiens*schichten, weil sie dieselbe, wenn auch ärmere Fauna enthielten, aber keine miocäne Art, nicht die Arten des Kalkes und der Sande des Orléanais, des Agenais etc. Dies ist nicht richtig. Es treten darin auch eine Reihe anderer Arten mit auf, namentlich die echte miocäne *Melania Escheri*. **von Koenen.**

Maurice Leriche: Les Terrains tertiaires, Aperçu géologique du département du Nord. (Ann. Soc. géol. du Nord. 38. 223.)

Die Tertiärschichten des Norddepartements gehören fast ganz dem Paleocän und Eocän an, dem ersteren das Montien (Calcaire pisolithique) und das Landénien (Sande von Bracheux in erweitertem Sinne), dem letzteren das Yprésien (Cuisien), Paniselien, Bruxellien, Laekenien (Lutétien), Lédien (Anversien), Wemmeliën und Asschien (Bartoniën oder Marinésien).

Ausführlich wird die Verbreitung und Entwicklung der verschiedenen Stufen geschildert unter Beifügung von Listen der darin gefundenen Fossilien.

Auf den Hügeln bei Cassel und Balleuil liegt dann eisenschüssiger Sand und Kies, zuweilen zu Sandstein oder Konglomerat verkittet, ohne Fossilien. Es dürfte dies dem Diestien (unteren Pliocän Englands, Brabant's und des Limburg) gleichzustellen sein. **von Koenen.**

- Vetters, H.: Über das Auftreten der Grunder Schichten am Ostfuß der Seiser Berge. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 140—165. 6 Fig.)
- Ziervogel, H.: Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs südwestlich von Cöthen im Herzogtum Anhalt. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1. 1910. 1—70. 9 Fig. 1 K.)
- Wolff, W.: Eine merkwürdige Eocänfauna von Ibbenbüren (Westfalen). (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 202—204.)
- Böse, E. und Toulou, F.: Zur jungtertiären Fauna von Tehuantepec. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 60. 1910. 215—276. Taf. 12—13.)
- Vetters, H.: Über ein neues Hieroglyph aus dem Flysch von Capodistria. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 131—132. 2 Fig.)
- Schaffer, F. X.: Über eine beim Umbau der Ferdinandsbrücke in Wien in den Congeriensanden angetroffene konkretionäre Schicht. (Mitt. geol. Ges. Wien. 3. 1910. 300—304.)
- Andersson, F.: Om Aktagyl-lagren på Apscheronska halfön och några däri funna fossil. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 32. 1910. 451—470. Taf. 16—17.)
- Leach, A. L.: Bagshot beds on Shooters Hill, Kent. (Geol. Mag. 1910. 405—407. 1 Fig.)
- Scholz, E.: Beiträge zur Kenntnis der deutsch-ostafrikanischen Tertiärablagerungen I. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 368—379. 2 Taf.)

Quartärformation.

Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschlusse an die Konferenz der Direktoren der Deutschen geologischen Landesanstalten im Jahre 1908. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 30. II. 1. 1909. 1—46. Taf. I.)

Der vorliegende Bericht gibt eine kurze Übersicht über die Hauptergebnisse der in den letzten 7 Jahren von Geologen der kgl. preuß. geol. Landesanstalt ausgeführten Kartierungsarbeiten im Diluvium des Saaletales und seiner Umgebung. Die einschlägigen Arbeiten von nicht zur Anstalt gehörenden Geologen werden so gut wie ganz ignoriert. Ref. enthält sich im folgenden Referate kritischer Bemerkungen, da er solche an anderer Stelle zu veröffentlichen gedenkt.

1. L. Siegert: Übersicht über die Gliederung des Diluviums im mittleren Saaletale. (p. 1—17.)

Im folgenden ist unter mittlerem Saaletale die Talstrecke von der Gegend von Jena bis nach Halle a. S., unter einer Eiszeit eine Zeit, in der im Gebiete Moränen und Schmelzwasserabsätze gebildet wurden, unter einer Interglazialzeit eine Zeit zwischen zwei Eiszeiten im angegebenen Sinne und unter I., II. und III. Eiszeit die älteste, die mittlere und die

jüngste der 3 in dem behandelten Gebiete nachgewiesenen Eiszeiten im angegebenen Sinne verstanden.

Die Geologen der kgl. preuß. geol. Landesanstalt sind bei ihren Kartierungsarbeiten zu der folgenden Gliederung des Diluviums im mittleren Saaletale gelangt.

I. Präglaziale Ablagerungen, im Gegensatze zu allen weiterhin aufgezählten frei von nordischem Gesteinsmateriale. Diese Ablagerungen lassen sich auf 4 präglaziale Terrassen verteilen. Die erste, oberste und älteste davon ist bisher nur vom Plattenberge bei Jena bekannt; die übrigen konnten in weiter Erstreckung verfolgt werden. Die zweite präglaziale Terrasse führt „eine Fauna, die auf ein kühleres Klima hinweist, so daß sie zu einer Zeit entstanden sein mag, als das erste Inlandeis bereits im Vorschreiten begriffen war“. Die vierte präglaziale Terrasse wurde unmittelbar vor dem ersten Eindringen von nordischem Inlandeise in das Gebiet abgelagert, sie „wurde gleichsam noch bei ihrer Entstehung vom Eise überrascht, eingehüllt und konserviert“.

II. Ablagerungen der I. Eiszeit.

1. Dehlitzer und Zwätzener Bänderton, in einem „großen Stausee, der sich wesentlich im Tale der präglazialen Saale ausbreitete“, abgelagert.

2. Grundmoräne, „die sich von der jüngeren Grundmoräne meist, wenn auch nicht immer, durch ihre dunkle Farbe und tonige Beschaffenheit unterscheidet, wohl eine Folge von aufgenommenem Braunkohlenton“.

3. Glazialsand und -kies, „beim Rückzuge des Eises aufgeworfen“.

III. Ablagerungen der I. Interglazialzeit.

1. Höhere Terrasse (Möritzscher Schotter).

2. Tiefere (Haupt-)Terrasse.

IV. Ablagerungen der II. Eiszeit. Innerhalb dieser Eiszeit werden 4 Oszillationen des nordischen Inlandeises unterschieden, die in der folgenden Reihe der unterschiedenen Ablagerungen deutlich zum Ausdrucke kommen.

1. Kriechauer Bänderton, in einem im interglazialen Saaletale entstandenen Stausee abgelagert.

2. Basal-Grundmoräne, abgelagert von einer Eiszunge, welche nur in das Saaletal der Gegend von Halle eindrang, die umliegenden Höhen aber nicht erreichte.

3. Basal-Schotter, abgelagert beim Rückzuge dieser Eiszunge.

4. Haupt-Grundmoräne, untere Bank. } Jede Moränenbank entspricht einem Eisvorstoße, der Bruckdorfer Beckenton einem Stausee, der sich in einer Zeit des Eisrückzuges gebildet hatte.

5. Bruckdorfer Beckenton.

6. Haupt-Grundmoräne, mittlere Bank.

7. Dehlitzer Endmoräne, bei einem „Rückzuge“ des Eises „aufgeschüttet“. „Einer zweiten Stillstandsphase bei diesem Rückzuge verdanken die teils endmoränenartigen, teils osartigen Sand-

bildungen in der Nordhälfte von Blatt Dieskau ihre Entstehung. Zwischen letzteren und der Dehlitzer Endmoräne aber breiteten die Schmelzwasser einen weiten Sandr aus, der im Anfang der Kartierung, als er nur teilweise bekannt war, von der Gegend seiner besten Entwicklung her als Roddener Schotter bezeichnet wurde.“

8. Haupt-Grundmoräne, obere Bank, bei einem vierten Vorstoße des Eises gebildet.

Die Ablagerungen der II. Eiszeit lassen sich nach Süden in Gestalt von Grundmoränen bis nach Kösen, in Gestalt von glazialen Sanden bis nach Weichau (Blatt Camburg) verfolgen.

IV a. Äquivalente der II. Eiszeit im eisfreien Gebiete: Kunitzer Sande und Tone, „nach NAUMANN von einer gestauten Saale abgelagert“.

V. Ablagerungen der II. Interglazialzeit: Rabutzer Beckenton, der zwischen 2 Komplexen nordischer Glazialablagerungen liegt, deren unterer von den Schottern der Terrassen der I. Interglazialzeit unterlagert wird. Als Flußablagerungen dieser Zeit dürften „zwanglos“ die Ablagerungen einer Terrasse anzusehen sein, welche im Niveau zwischen der Hauptterrasse der I. Interglazialzeit und der postglazialen oder altalluvialen Terrasse steht.

VI. Ablagerungen der III. Eiszeit: Grundmoräne, Kiese und Sande im Hangenden des Rabutzer Beckentones. „Ihre weitere Verbreitung ist zur Zeit noch unbekannt, wahrscheinlich aber überziehen sie als ein dünner Schleier auch die weitere Umgegend.“

VII. Ablagerungen der Postglazialzeit bzw. Altalluvialzeit.

1. Terrasse der Postglazialzeit.

2. LÖB („vielleicht auch zu Interglazial II gehörig“). Aus der „allgemein verbreiteten“ Schichtung der unteren Teile der Lößablagerungen „auf den Hochflächen wie an den Gehängen“ dürfte zu schließen sein, „daß es bei uns überhaupt keinen primär ungeschichteten Löß gibt, daß vielmehr aller Löß ursprünglich geschichtet abgelagert wurde, dann aber in seinen hangenden Partien durch sekundäre Einflüsse (Verschlammung durch die eindringenden Meteorwasser, beginnende Verwitterung, namentlich aber Bewegung und Verdrängung der feinen Bodenteilchen durch Pflanzenwurzeln und wühlende Tiere) seine Schichtung verloren hat.“ „Man darf daher den ungeschichteten und den geschichteten Löß nicht ohne weiteres als zwei genetisch völlig verschiedene Bildungen auffassen.“ „Absolut sichere Beweise für eine Zweiteilung des Lösses in eine den süddeutschen Vorkommen entsprechende ältere und jüngere Lößformation konnten bislang bei uns nicht gefunden werden. Ein an den Hängen mit dem Handbohrer oft nachweisbares Profil: reiner Löß, humoser Löß und Lößlehm, reiner Löß, dürfte auf ganz junge Überwehungen zurückzuführen sein.“

VIII. Alluvium: Aueboden (jüngere Alluvialterrasse), Gehängebildungen.

Die älteren Flußterrassen besitzen ein etwas steileres Gefälle als die jüngeren. „Die Folge davon ist, daß die im Süden weit auseinanderliegenden Terrassen sich nach Norden hin, also flußabwärts, immer mehr nähern und sich schließlich kreuzen.“ Innerhalb des behandelten Gebietes tritt nur — im Bereiche des Blattes Lützen — die Kreuzung der vierten (untersten) präglazialen und der höheren Terrasse der I. Interglazialzeit ein. Auf Taf. I ist ein vielfarbiges „Längsprofil der Saaleterrassen von Halle a. S. bis in die Gegend von Naumburg a. S.“ (Längen ca. 1:150 000, Höhen 1:3000) beigegeben.

2. E. Zimmermann: Das Diluvium auf Blatt Saalfeld. (p. 17—23.)

Die aus der Literatur bekannte Angabe des Vorkommens nordischer Geschiebe auf dem Gleitsch bei Saalfeld, 160—180 m über der Saale, welche auf R. RICHTER und K. TH. LIEBE zurückgeht, beruht wahrscheinlich auf Stücken, welche teils nicht nordischer Herkunft, teils von Menschen verschleppt sind.

Die Flußterrassen lassen sich auf 3 Gruppen verteilen. Die Schotterunterfläche liegt bei der oberen 113—158, bei der mittleren 66—87 und bei der unteren 14—23 m über dem Saalespiegel. Die einzelnen Vorkommnisse sind in einer Tabelle zusammengestellt. Die Unterlage der oberen Terrassen weist häufig oder immer eine tiefgehende Zersetzung, z. B. von Kalken des Zechsteins und des Silurs und silurischen Alaunschiefern zu Farberde auf. Das speziellere geologische Alter der Terrassen läßt sich noch nicht sicher angeben, weil ihre Fortsetzungen talabwärts noch nicht genügend verfolgt sind.

3. Exkursionsberichte. (p. 23—46.)

Der Bericht über die Exkursion auf Blatt Saalfeld von E. ZIMMERMANN beschränkt sich auf eine kurze Darstellung des Verlaufes der Exkursion.

Die Berichte über die Exkursionen auf den Blättern Jena, Naumburg a. S., Freyburg a. U., Weißenfels, Hohenmölsen, Merseburg-West, Merseburg-Ost, Lützen, Dieskau und Halle-Süd von E. NAUMANN, E. PICARD, L. SIEGERT und W. WEISSERMEL enthalten z. T. wichtige Ergänzungen zu SIEGERT'S „Übersicht über die Gliederung des Diluviums im mittleren Saaletale“, die aber z. T. schon in früheren Arbeiten veröffentlicht worden sind. Hervorzuheben dürfte folgendes sein. Von Kösen werden bis gegen 11 m mächtige, z. T. ziemlich reine Gehängelößablagerungen beschrieben. In der GERLACH'SCHEN Ziegeleigrube bei der Sektkellerei in Freyburg a. U. wird der Löß von 11—14 m mächtigen, lößähnlichen, wahrscheinlich glazialen Mergelsanden unterlagert. Der von DAMMER von Wildschütz beschriebene, zwischen zwei nordischen Glazialablagerungen lagernde „Löß“ wird von NAUMANN, PICARD und SIEGERT für glazialen Mergelsand erklärt.

Zum Schlusse folgt noch ein Bericht über eine Exkursion bei Magdeburg (in die Magdeburger Börde bei Olvenstedt und Ebendorf) von F. WAHNSCHAFFE, der nichts wesentlich Neues bringt. **Wüst.**

H. Gerth: Über die Gliederung des Lösses auf den Terrassen am Taunusrand zwischen Höchst und Wiesbaden. (Ber. Niederrhein. geol. Ver. 1909. (III.) 1910. 45—49.)

Die Terrasse der Mosbacher Sande (KINKELIN's *Antiquus*-Stufe, LEPPLA's mittlere Terrassengruppe, Oberkante bei ca. 145 m) wird von älterem und jüngerem Löß überlagert und ist danach der Hochterrasse im Sinne STEINMANN's zuzurechnen. Die fluviatilen Ablagerungen dieser Terrasse zeigen unter der Auflagerungsfläche des älteren Lösses eine Verwitterungsrinde. Eine tiefer gelegene Terrasse (KINKELIN's *Primigenius*-Stufe, LEPPLA's untere Terrassengruppe, Oberkante bei ca. 110 m) wird nur von jüngerem Löss überlagert und ist danach der Mittelterrasse im Sinne STEINMANN's zuzurechnen.

Wüst.

A. Ratzel: Hochliegende alte Neckarschotter bei Heidelberg. (Ber. Oberrhein. geol. Ver. 43. 1910. 45—48.)

Alte Neckarschotter dicht bei Heidelberg, etwa 60 m über dem Neckar, ähnlich den „höchstgelegenen Buntsandsteinschottern“ SAUER's auf Blatt Neckargemünd, welche älter als die Sande von Mauer sind. Im Löss über den Schottern 10 Arten Landschnecken.

Wüst.

M. Schmidt: Beobachtungen im Diluvium des Nagoldtales. (Ber. Oberrh. geol. Ver. 42. 1909. 91—103.)

Im Nagoldtale finden sich in der Gegend von Nagold (am östlichen Schwarzwalde) vier diluviale Schotterterrassen, welche 95, 65, 30 und 10 m über dem jetzigen Niveau des Flusses liegen. Die Entstehung dieser Schotterterrassen wird in der Weise auf die Klimaschwankungen des Eiszeitalters zurückgeführt, daß angenommen wird, daß in jeder großen Eiszeit infolge der Wasserfülle des Flusses zunächst eine bedeutende Tiefenerosion und schließlich die Ablagerung der Terrassenschotter erfolgte, während in den Interglazialzeiten keine wesentliche Veränderung des Tales stattfand. Die Tiefenerosion von der untersten Terrasse bis zur heutigen Talsohle wird in der Hauptsache der Bühl-Zeit zugeschrieben.

Wüst.

W. Hess: Über vulkanische Asche im Diluvium des Limburger Beckens. (Ber. Niederrh. geol. Ver. 1909. (III.) 1910. 8—9.)

Augitreiche vulkanische Asche bildet mehrfach im Limburger Becken an der mittleren Lahn eine 2—3 cm starke dunkle Einlagerung in diluvialen Lehmen. Diese Asche könnte höchstens von den diluvialen Eruptionen des Gebietes des Laacher Sees abgeleitet werden, ist aber möglicherweise besser auf einen bisher unbekanntes, vielleicht von Diluvium verdeckten diluvialen Eruptionsherd zurückzuführen. E. KAISER hat ganz ähnliche Vorkommnisse „im Ahrgebiete und bis nach der Gegend von Bonn hin“ beobachtet.

Wüst.

Ew. Wüst: Die Bedeutung der Profile des Travertin-gebietes von Weimar für die Beurteilung der Klimaschwankungen des Eiszeitalters. (Ber. Niederrh. geol. Ver. 1909. (III.) 1910. 41—44.)

Die Profile lehren, daß die Riß-Würm-Interglazialzeit aus 2 Waldphasen und einer zwischen diese fallenden Steppenphase zusammengesetzt ist. Bei Weimar sind infolge von örtlichen Verhältnissen die beiden Waldphasen durch mächtige Travertinablagerungen vertreten. Gewöhnlich werden sie nur durch Verwitterungs- und Erosionserscheinungen angedeutet sein. Die intensive chemische Verwitterung, welche in den Verwitterungsrinden innerhalb der quartären Ablagerungen zu beobachten ist, ist im wesentlichen den feuchtwarmen Waldphasen zuzuschreiben. Die Lehm- oder Laimenrinden der äolischen Lössen dürften in der Regel der jeweils der Lößbildung nachfolgenden II. Waldphase ihre Entstehung verdanken.

Wüst.

A. Reichardt: Die Entwicklungsgeschichte der Gera und ihrer Nebengewässer. (Zeitschr. f. Naturwiss. 81. 1909. 321—432. Taf. III u. IV. 1910.)

Die vorliegende Arbeit bietet nicht nur eine Geschichte der Gera und ihrer Zuflüsse und damit ein interessantes und schwieriges Kapitel aus der Geschichte des thüringischen Flußnetzes, sondern auch eine eingehende Darstellung des Pliocäns und Pleistocäns des Flußgebietes der Gera überhaupt.

Leider ist es dem Verf. nicht gelungen, den Zusammenhang zwischen den Flußablagerungen diesseits und jenseits der Südgrenze des nordischen Gesteinsmaterials in der wünschenswerten Vollständigkeit zu ermitteln, so daß noch manche wichtige Fragen für künftige Untersuchungen offen bleiben.

Innerhalb des Verbreitungsgebietes des nordischen Gesteinsmaterials unterscheidet Verf. 5 Flußterrassen. Die obere und untere präglaziale (Geraschotter durchschnittlich 60—61 und 43—45 m über der heutigen Aue) und die obere und untere interglaziale (32—35 und 11—20 m) entsprechen der zweiten und dritten präglazialen und der höheren und tieferen (Haupt-)Terrasse der I. Interglazialzeit der Gliederung der kgl. preuß. geol. Landesanstalt. Als postglaziale Terrasse oder Terrassen sind die tiefstgelegenen Schotter, welche sich höchstens 5 m über die heutigen Auen erheben und andererseits unter das Niveau derselben hinabreichen, zusammengefaßt. Außerhalb des Verbreitungsgebietes des nordischen Gesteinsmaterials finden sich hochgelegene, z. T. über 100 m über den heutigen Auen liegende kalkarme und kalkfreie Schotter, welche bei Rippersroda mit Ablagerungen mit pliocänen Fossilien verknüpft sind und daher z. T. dem Pliocän zuzurechnen sind. [Diese pliocänen Ablagerungen dürften nach Höhenlage und Gesteinsentwicklung den Schottern der ersten (obersten) präglazialen Terrasse der Landesanstalt bei Jena äquivalent sein. Ref.]

In einem anderen Teile dieser Schotter vermutet Verf. die Äquivalente seiner beiden präglazialen Schotter, wonach die Schotter derselben Terrassen innerhalb des Vereisungsgebietes kalkreich, außerhalb desselben kalkarm oder kalkfrei wären, was sich Verf. damit erklärt, daß die nordischen Glazialablagerungen die Schotter vor intensiver Verwitterung schützten. [Ref. hält die Kalkfreiheit der in Rede stehenden Schotter — entgegen seiner 1901 vertretenen Anschauung — für primär.]

Von den Fossilienfunden aus den Terrassenschottern erscheint dem Ref. folgendes bemerkenswert. In der oberen interglazialen Terrasse wurde bei Riethnordhausen ein Backzahn von *Elephas antiquus* FALC. gefunden. Einer der beiden interglazialen Terrassen gehören der schon als fossilienführend bekannte Kies der Gramme von Vieselbach, der u. a. *E. Trogontherii* POHL. und *Rhinoceros Merckii* JÄG. geliefert hat, sowie ein Kies der Wipfra zwischen Eischleben und Ichtershausen mit *Helix* (*Xerophila*) *striata* MÜLL. und *Succinea Schumacheri* ANDR. an.

Bei der Behandlung des nordischen Glazialdiluviums wird die Südgrenze des nordischen Gesteinsmaterials und der geschlossenen nordischen Glazialablagerungen ergänzt bzw. berichtigt.

Außer dem im Gebiete weit verbreiteten jüngeren Löss wird bei Bischleben und Schmira älterer Löss nachgewiesen. In dem schönen Lössprofile von Schmira ist der jüngere Löss durch eine eingeschaltete Laimzone in zwei Lössablagerungen gegliedert [in deren oberer Ref. seinen „jüngsten Löss“ erkennt]. Die Lagerungsbeziehungen des älteren Lösses zu den Flußterrassen konnten nicht ermittelt werden. Der jüngere Löss reicht bis zu einem Niveau von 2,5—3 m über der heutigen Gera-Aue hinab, wird aber gleichwohl [zweifellos nicht mit Recht. Ref.] als älter als die „postglazialen“ Terrassen angesehen.

Die Kenntnis der vor der Vereisung bestehenden Flußläufe des Gebietes wird namentlich im Bereiche der Geraquellbäche vervollständigt. In der Zeit der einzigen Vereisung des Gebietes schob sich das nordische Inlandeis, nach der Verbreitung der nordischen Glazialablagerungen zu urteilen, bis nach Ballstädt nördlich Gotha, an die Fahner und Alacher Höhe, nach Bindersleben und Schmira westlich Erfurt und an den Nordabfall des Steiger Forstes vor. Während östlich von Erfurt die Südgrenze der nordischen Glazialablagerungen mit derjenigen des nordischen Gesteinsmaterials zusammenfällt, trennen sich diese beiden Grenzlinien westlich von Erfurt bis zu einem Abstände von etwa 12 km. Die Südgrenze des nordischen Gesteinsmaterials fällt hier ungefähr mit der 300 m-Linie zusammen. In dieser Linie sieht Verf. den Südrand eines Stausees, der sich vor dem nordischen Inlandeis ausdehnte und in den die Gera bei Arnstadt und die Apfelstädt-Hörsel bei Gotha Schotterdeltas schüttete. Beim Rückzuge des Eises flossen nach Ausweis hochgelegener „gemengter Schotter“ Schmelzwässer vereint mit der Apfelstädt-Hörsel über die Gegend zwischen Bindersleben und Schmira in der Richtung auf Erfurt der Gera zu. Nachdem durch die Vereisung die alten präglazialen Flußtäler größtenteils gesperrt und mit Glazialablagerungen verstopft waren, suchte sich ein an-

sehnlicher Teil der Flüsse neue Wege, welche sie in der Hauptsache bis zur Gegenwart beibehalten haben. Während sich Hörsel und Apfelstädt vor der Vereisung zu einem ansehnlichen Flusse vereinigten, der erst kurz oberhalb der Sachsenburger Pforte der Gera zufließ, floß nunmehr die Hörsel der Werra und die Apfelstädt schon oberhalb Erfurt, bei Kornhochheim, der Gera zu. Große Teile des westlichen Thüringer Beckens, welche vor der Vereisung ihre Wässer der Apfelstädt-Hörsel zusandten, wurden nach der Vereisung durch die nunmehr entstandene Unstrut entwässert, der die Gera in der Gegend von Gebesee zufließ. Auch der Lauf der Ohra, der Geraquellbäche, der Wipfra usw. erfuhr tiefgreifende Veränderungen. So zeigt sich im Gefolge der Vereisung eine sehr bedeutende Umgestaltung des Flußnetzes, welche im wesentlichen zur Herausbildung der heute noch bestehenden Entwässerungsadern führte. Im genaueren Nachweise dieses Umgestaltungsprozesses liegt mit der Hauptwert der vorliegenden Arbeit.

Eine Karte in 1 : 300 000 gibt eine Übersicht über die pliocänen und pleistocänen Flußschotter, eine zweite in 1 : 200 000 eine Übersicht über die Verbreitung der nordischen Glazialablagerungen und die Ausdehnung des Stausees vor dem nordischen Inlandeise und der in diesen hineingebauten Schotterdeltas.

Wüst.

- Felix, J.: Über einige bemerkenswerte Funde im Diluvium der Gegend von Leipzig. (Sitz.-Ber. naturf. Ges. Leipzig. 36. 1909 [1910]. 11 p. Taf. II.)
- G a g e l, C.: Über das Alter des Diluvialtorfes bei Lütjenbornholt. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 97—98.)
- Das älteste Diluvium Sylts. Bemerkungen zu dem Vortrag von Herrn W. WOLFF. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 81—84. 2 Fig.)
- G e i n i t z, E.: Zwei für die Glazialgeologie wichtige Arbeiten. (Arch. d. Fr. d. Naturgesch. in Mecklenburg. 64. 1910. 1—19.)
- Leach, A. L.: Glacial drift at Marros, Pembrokeshire. (Geol. Mag. 1910. 278—280.)
- Lozinski, W.: Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 60. 1910. 133—162. 4 Fig. Taf. 7—8.)
- Schmierer, Th.: Über ein glazialgefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, seine Tektonik und seine Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung des marinen Oligocäns. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. 31, I. 1. 1910. 105—135. 4 Fig. Taf. 5.)
- Schreiber, H.: Die Moore Vorarlbergs und des Fürstentums Lichtenstein. Staab in Böhmen. 1910. 177 p. 88 Fig. 21 Taf.)
- Siegert, L., E. Naumann und E. Picard: Über das Alter des thüringischen Lösses. (Eine Antwort an Herrn Wüst.) (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 98—112.)
- Tornquist, A.: Zur Auffassung der östlich der Weichsel gelegenen Glaziallandschaft. (Dies. Jahrb. 1910. I. 37—48. 1 Fig. Taf. 4—6.)

- Wichdorff, H. H. v.: Über ein neues ausgedehntes diluviales Kalklager bei Gr.-Drewitz unweit Guben. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 72—81. 5 Fig.)
- Wills, L. J.: Wind-worn pebbles in high-level gravels. (Geol. Mag. 1910. 299—302. Taf. 25.)
- Wüst, E.: Antwort auf die Ausführungen der Herren L. SIEGERT, E. NAUMANN und E. PICARD: „Über das Alter des thüringischen Lösses.“ (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 369—376.)
- Young, A. P. Y.: The glaciation of Navis Valley, North Tirol. (Geol. Mag. 1910. 244—258. 3 Fig. Taf. 19—20.)
- Gagel, C.: Zur Geologie der Umgegend von Lübeck. Eine Erwiderung an Herrn SPETHMANN. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 363—369.)
- Geyer, D.: Zur Molluskenfauna der Kalktuffe. (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 1910. 310—317.)
- La Touche, T. H. D.: Relics of the great ice age in the plains of Northern India. (Geol. Mag. 1910. 193—201.)
- Menzel, H.: Die ersten Paludinen aus dem Posener Flammenton. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 117—120.)
- Grupe, O.: Das Glazialdiluvium und die Plänerschotter des Leinetals. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. 425—428.)
- Wegner, Th. H.: Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. 387—405.)
- Brockmann-Jerosch, H.: Die Änderungen des Klimas seit der letzten Vereisung in der Schweiz. (Wissen u. Leben. 1910. 16 p.)
- Hamberg, A.: Die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges. (Guide des excursions en Suède. 1910. 25 p. 2 Taf.)
- Übersicht der Geologie des Lule Älf. (Guide des excursions en Suède. 1910. 20 p. 13 Fig.)
- Högbom, A. G.: Quartärgeologische Studien im mittleren Norrland. (Guide des excursions en Suède. 1910. 72 p. 4 Taf. 29 Fig.)
- Post, L. v.: Stratigraphische Studien über einige Torfmoore in Närike. (Guide des excursions en Suède. 1910. 78 p. 2 Taf. 14 Fig.)
- Post, L. v. und R. Sernander: Pflanzen-physiognomische Studien auf Torfmooren in Närike. (Guide des excursions en Suède. 1910. 48 p. 5 Taf. 21 Fig.)
- Gustavfsson, J. P.: Über spät- und postglaziale Ablagerungen in der „Sandgropen“ bei Upsala. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 31. 1909 [1910]. 707—724. Taf. 25.)
- Eichstädt, F.: Erratisk fiunta innanför de stora ändmoränerna samt öfvanför den marina gränsen. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 31. 1909 [1910]. 732—740.)
- Geer, G. de: Dal's Ed. Some stationary ice borders of the last glaciation. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 31. 1909 [1910]. 511—556. Taf. 16—18.)
- Sernander, R.: Das Moor Örsmissen. (Guide des excursions en Suède. 1910. 15 p. 1 Taf. 11 Fig.)

- Nathorst, A. G.: Några ord om förhållandet mellan Skånes issjösediment och dess senglaciala växtförande aflagringar. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **32**. 1910. 215—223.)
- Hågg, R.: Några ord om det postglaciale klimatoptimet vid Sveriges västkust. (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. **32**. 1910. 471—473.)
- Schulz, A.: Das Klima Deutschlands während der seit dem Beginn der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands verflossenen Zeit. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 99—116.)
- Gradmann, R.: Über die Bedeutung postglazialer Klimaveränderungen für die Siedlungsgeographie. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 117—122.)
- Krause, E. H. L.: Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 123—128.)
- Ramann, E.: Einteilung und Bau der Moore. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 129—135.)
- Beziehungen zwischen Klima und Aufbau der Moore. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 136—142.)
- Weber, C. A.: Was lehrt der Aufbau der Moore Norddeutschlands über den Wechsel des Klimas in postglazialer Zeit? (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 143—162.)
- Stoller, J.: Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nach-eiszeitlichen Klima. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 163—189.)
- Graebner, P.: Die natürliche Veränderung von Vegetationsformationen und ihre geologischen Reste. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 190—198.)
- Menzel, H.: Klimaänderungen und Binnenmollusken. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 199—267.)
- Wahnschaffe, F.: Anzeichen für die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit im norddeutschen Flachlande. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 268—279.)
- Schlußbericht über die Ergebnisse der vorstehend genannten 10 Arbeiten. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. 280—304.)
- Négris, P.: Les terrasses du nord du Péloponnèse et la régression quaternaire. (Athènes 1910. 43 p.)
- Halle, T. G.: On quaternary deposits and changes of level in Patagonia and Tierra del Fuego. (Bull. geol. Inst. Upsala. **9**. 1910. 93—117. Taf. 5—6.)
- Calvin, S.: Present phase of the pleistocene problem in Iowa. (Bull. geol. Soc. America. **20**. 1910. 133—152.)