

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

W. R. Eckardt: Das Klimaproblem der geologischen Vergangenheit und historischen Gegenwart. (Die Wissenschaft. Sammlung naturw. u. mathem. Monographien. Braunschweig 1909. Heft 31. 183 p)

Unter Klima sind alle Veränderungen der Atmosphäre zu verstehen, welche die Organismen merklich affizieren. Nach seinen drei wesentlichen Faktoren werden solare, atmosphärische und rein geographische Klimaänderungen unterschieden. Die Ursachen der geographischen Änderungen können sein:

1. die Verlagerung der Drehpole der Erde,
2. alle Änderungen in der Verteilung der Land- und Wassermassen,
3. alle Änderungen in der vertikalen Konfiguration der Länder.

Geologisch erkennbar sind die Unterschiede im Klima an der Farbe des Bodens. In den Tropen herrschen Rot- und Gelberden vor, in den Wüsten sind ebenfalls rote und gelbe Farben weit verbreitet. Dagegen ist die Bodenfarbe im gemäßigten Klima grau, gelb oder braun.

Schon im Algonkium kann die Erdwärme nicht mehr das Klima beeinflusst haben; es ist lediglich ein solares gewesen. Das Fehlen von Landpflanzen und die Beschaffenheit der kontinentalen Sedimente sprechen für den wüstenartigen Charakter des algonkischen Festlandes.

Für das Cambrium ist das Vorkommen roter Konglomerate, Sandsteine und Schiefer in niederen Breiten, gelber, grauer und grüner Gesteine in den höheren bemerkenswert. In Pennsylvanien, am Nordkap, in Australien und China kommen cambrische Gletscherspuren vor. Schon im Cambrium waren also starke klimatische Unterschiede vorhanden.

Das Klima von Silur und Devon dürfte dem des Carbon ähnlich gewesen sein. Im Carbon haben wir das Vorherrschen eines ozeanischen Klimas über die weitesten Räume der damaligen Erdoberfläche, namentlich auf der nördlichen Halbkugel. Daß aber Klimaunterschiede da waren, beweist die Verteilung der Kohle. Die Steinkohle ist nicht aus Torf ent-

standen (denn es fehlten die Moose), sondern durch eine Art Gärung, durch welche die Pflanzensubstanz gleich in amorphe Kohle zerfiel. Schon im Carbon muß die Inkohlung vollendet gewesen sein, da Rollstücke von Steinkohle sich in obercarbonen Schichten befinden. Dennoch muß die Entstehung der Kohle an annähernd die gleichen Temperaturen geknüpft sein wie heute die Torfbildung, die in den Tropen nicht vor sich geht. Denn die großen Flözzüge sind in den gleichen Breiten zu finden, wie heute die Torfmoore, zwischen dem 30. und 60. Grad nördl. Br.; im Obercarbon auch auf der Südhalbkugel zwischen dem 25. und 45. Grad.

Die Ursache der permocarbonen Eiszeit ist in Polverschiebungen zu suchen. Da deren Annahme aber nicht zur Erklärung hinreicht, so wird man wohl auch noch mit horizontalen Verschiebungen in der Erdkruste rechnen müssen. Die *Glossopteris*-Flora war im allgemeinen die Funktion eines Klimas mit kontinentalem Typus. Sie leitet von der amphibischen Carbonflora zu einer eigentlichen Landflora über.

Die mesozoischen Festländer haben Wüstencharakter. Aber in der geologischen Vorzeit war die Wüste (namentlich im Paläozoicum) nicht so sehr ein klimatischer Effekt, als vielmehr die Folge einer noch nicht ausgeprägten Xerophilie der Pflanzenwelt, eine Eigenschaft, die sie in der Hauptsache erst im Mesozoicum und in ihrer Vollendung erst im Känozoicum erwirbt. In der Juraformation zeigen die marinen Tiere und die Hölzer eine Differenzierung nach klimatischen Zonen an. In der Kreide beweisen die marinen Fossilien das gleiche. Aber die Klimazonen sind meteorologisch nur erklärbar, wenn in der oberen Jura- und unteren Kreidezeit der Nordpol um etwa 10° nach Nordamerika verlegt gewesen ist.

Das eocäne und oligocäne Mitteleuropa kann kein Tropenland par excellence gewesen sein, weil der durch den Passatwind hervorgerufene Wüstengürtel auch damals im Süden dieses Landes lag, und weil das Klima der nördlicher gelegenen Gebiete allmählich in ein gemäßigtes überging. Auch die tertiären Moorbildungen verlangen ein gemäßigtes Klima. Schon im Miocän muß es in der winterlichen Jahreszeit so kühl gewesen sein, daß die Zugvögel nach dem warmen Süden zu wandern gezwungen waren. Immerhin hat wenigstens in der ersten Hälfte des Tertiärs ein entschieden wärmeres Klima geherrscht als heute. Die an dem Vorkommen der tertiären Pflanzen erkennbaren Klimaunterschiede gegenüber der Jetztzeit werden erklärlich, wenn man den Nordpol um 20° auf Nordamerika verschiebt. Das zentrale Mittelmeer der alten Welt kam dann in die Passatzone zu liegen. Hier herrschten Luftdruck- und Windverhältnisse, die sich am besten mit der Annahme einer das Mittelmeer durchlaufenden Ost—Westströmung vereinigen lassen.

Die Ursache der diluvialen Eiszeit ist in einer Verschiebung der Klimazonen zu suchen, die durch das Wandern der Pole bedingt ist. Der Nordpol lag in der Gegend von Spitzbergen—Grönland. Der Südpol würde sich unter diesen Umständen in der Richtung auf Neuseeland verschoben haben. Aber die Pole ruhten nicht, sondern sie bewegten sich auf und ab, wie die Interglazialzeiten beweisen. Das Wetter Europas war auch

im Diluvium von den bestimmte Zugstraßen innehaltenden Zyklonen abhängig. Die heute am stärksten frequentierte Zugstraße über Skandinavien wurde zur Eiszeit von den Minimis nicht benutzt, da sich ein gewaltiges Inlandeis von dort aus verbreitete. Die Hauptzugstraße lag südlich der Alpen. Die Luftdruckverteilung während der Eiszeit war also im Norden Europas antizyklonal, im Süden zyklonal. Die Pluvialzeit der niederen Breiten ist im wesentlichen eine Folgeerscheinung der eigentlichen Eiszeit, hervorgerufen durch die auf enorme Schmelzwassermengen zurückzuführende höhere Luftfeuchtigkeit.

Eine periodische Änderung des Klimas in der Vergangenheit ist also ebensowenig nachzuweisen wie eine gleichsinnige Änderung der klimatischen Faktoren. Die Annahme von Kältewellen ist ebenso unbeweisbar wie die Annahme einer ehemals gleichmäßig verteilten Wärme. Eine beständige Abnahme der Wärme ist nicht zu erkennen. Dagegen haben Klimazonen von jeher bestanden, verschieden war nur ihre Verteilung über die Erde. — Es folgt noch ein Kapitel über die Änderungen des Klimas in historischer Zeit. — Das Buch ist vom Standpunkte des Meteorologen geschrieben, in geologischer Beziehung eine Literaturstudie.

[Kritisch möchte ich nur auf die Moorfrage eingehen. Verf. schließt sich der herrschenden Meinung an, daß in den Tropen Moore nicht vorkommen. Tatsache ist lediglich, daß außer den auf Sumatra von KOORDERS entdeckten und kürzlich beschriebenen, großen Mooren (mit Torf!) bisher keine weiteren tropischen Moore sicher festgestellt sind, Sapropelbildungen schon öfter. Es ist a priori gar nicht einzusehen, weshalb sich in den Tropen Moortorf nicht bilden soll. Moortorf entsteht, wenn Pflanzenstreu durch stagnierendes oder halbstagnierendes Wasser von der Luft abgeschlossen wird. Moore tragen nur zur Bildung von Hochmoortorf bei, der lediglich in den kühleren gemäßigten und kalten Zonen vorkommt. Autochthone Steinkohle und Braunkohle sind aber nach unserer bisherigen Kenntnis — es ist in zahlreichen Fällen klar zu beweisen — als Flachmoortorf gebildet. Der Nachweis des Vorkommens von Hochmooren im Carbon und im Tertiär ist bisher noch nicht gelungen. Es könnte also das Vorhandensein der Kohlebildungen die Ausscheidung eher der kühleren gemäßigten und kalten Zonen als der tropischen aus den betreffenden Formationen veranlassen. — Dem Vorkommen von Carbonkohlestücken in jüngeren Schichten ist das Vorkommen von Braunkohlebrocken sowohl in jüngeren tertiären als in diluvialen Schichten an die Seite zu stellen. Torfgerölle finden sich z. B. an der Ostsee. Dies beweist, daß die Inkohlung auch in kleinen Mengen vor sich geht. Ref.]

Stremme.

A. Penck: Die Entstehung der Alpen. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1908. No. 1. 5—17.)

Man kann für die Entstehung des alpinen Deckenbaus nicht einfach einen einseitigen Druck verantwortlich machen. Vielmehr muß die Gebirgsbildung in den Alpen sich so vollzogen haben, daß eine riesige

Falte in der Erdkruste entstand, vor der ein paralleler Streifen in die Tiefe sank. Die gehobenen Massen glitten bei genügender Steilheit der Böschung in die Tiefe hinab, dann schritt die Falte fort und hob auch die Gleitdecken, wobei sich vor diesen eine neue Tiefenzone ausbildete. Es ist also unrichtig, ein Verbindungsstück zwischen einer Gleitdecke und ihrer Wurzel zu konstruieren; denn eine zusammenhängende Falte hat nie bestanden. Die neuerdings für den Zusammenschub in den Alpen herausgerechneten Beträge sind viel zu hoch gegriffen. Von den zentralen Schweizer und auch von den zentralen Ostalpen mag die Sedimentdecke nicht durch Denudation, sondern durch Abgleiten entfernt sein. Die ursprüngliche Oberfläche der zentralen Ostalpen stellt, wenigstens teilweise, eine riesige Gleitbahn dar. Die Gleitdecken liegen heute nicht in der Tiefe. Sie sind, wie oben angedeutet, nachträglich gehoben. Diese nachträgliche Hebung der in der Faltentiefe zusammengepreßten Schichten hat das Gebirge als Aufragung geschaffen. Daß sie im alpinen Gebiet noch zu der Zeit andauerte, als die Gewässer die ursprünglich plumpe Erhebung modellierten, wird durch die Aufbiegung der pliocänen Talböden am Rande des westlichen Gebirgstils bewiesen.

Man findet am Boden der heutigen Ozeane die sogen. Gräben, die von den wulstförmigen Sockeln von Inseln Irlands flankiert werden. Das sind vielleicht Orte der Entstehung neuer alpiner Gebirge. Auch sehr steile submarine Abfälle von Festländern kommen dafür in Frage.

[Man muß dem Verf. beistimmen, wenn er hervorhebt, daß die Auffassung der alpinen Decken als herabgeglittene Massen keine allgemeine Lösung des Überschiebungsproblems bedeutet. In der Glarner Überschiebung liegt eine echte Falte vor, und das von LUGON beschriebene Profil durch Torrent- und Balmhornmassiv zeigt, wie eine Schubdecke durch Faltung entstehen kann. Ref.]

Otto Wilckens.

W. H. Pickering: The place origin of the moon — the volcanic problem. (Journ. of Geol. 15. 23—38. Chicago 1907.)

PICKERING knüpft an DARWIN'S Hypothese an, daß der Mond von der Erde abstamme und sucht genauere Vorstellungen zu gewinnen. Indem Verf. annimmt, daß die Erde zur Zeit der Mondablösung außen fest und innen flüssig war, gelangt er zu dem Ergebnis, daß sich an Stelle der heutigen Ozeane ein etwa 36 Meilen dickes Krustenstück abgetrennt und den Mond gebildet habe, wodurch bereits damals, also in frühester geologischer Zeit, ungefähr die heutige Verteilung von Wasser und Land eingetreten sei. Da die Dichte des Mondes = 3,4, diejenige der Erdrinde = 2,7, des Erdinneren aber $> 5,6$ ist, so können in der Tat nur mehr oder weniger oberflächliche Erdpartien zur Mondbildung gedient haben. Die damalige feste Erdkruste war 36 Meilen dick, und das abgelöste Stück betrug $\frac{3}{4}$ derselben. Die damals entstandenen ozeanischen Bruchränder veranlaßten Spaltenbildung und vulkanische Eruptionen.

Es werden noch einige geologisch-geographische Beobachtungen besprochen, die für obige Annahme sprechen, und im Anschluß daran die Tiefe der Vulkanherde, der Ursprung des Wassergehalts der Laven und die Ursache der Eruptionen erörtert.

Anm. des Ref. Zur Charakterisierung der Unsicherheit obiger Spekulationen sei nur angeführt, daß HAUG und seine Schule die oben vorausgesetzte ungefähre Konstanz der Tiefsee-Verteilung bestreiten.

Johnsen.

C. Gagel: Die Caldera von La Palma. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin. 1908. 168—186, 222—250. Mit 1 Taf. u. zahlr. Abbild.)

—: Das Grundgebirge von La Palma. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 60. 1908. 25—31. Mit 2 Texttaf. u. 1 Textfig.)

Seit L. v. BUCH, dessen Theorie von den Erhebungskratern in der Hauptsache von hier ausgegangen ist, wurde die Caldera auf La Palma von LYELL, HARTUNG, REISS, v. FRITSCH und SAPPER und zuletzt noch von v. KNEBEL besucht und ihre Entstehung erörtert. Während alle späteren Besucher in der Caldera nichts anderes als ein Ergebnis der Erosion erblickten und im Gegensatz zu v. BUCH die Mitwirkung hebender vulkanischer Kräfte, vulkanischer Explosionen oder eines in ihrem Gefolge stehenden Einsturzes verneinten, hat v. KNEBEL unter dem Einfluß der BRANCA-FRAAS'schen Theorie von der Bildung des Nördlinger Rieses wiederum die Emporpressung des Calderadomes durch vulkanische Kraft behauptet. Nach ihm sollte ganz im Sinne BUCH'scher Anschauungen das schon lange als „Diabas“ bekannte, die tieferen Teile des Gebirgsstockes bildende Eruptivgestein als treibender Pfropf den Dom emporgehoben, zum Bersten gebracht und der Erosion zugänglicher gemacht haben (Globus. 90. 1906. 312—316). Im ersten Teil der erstgenannten, auf sorgfältiger Einzeluntersuchung beruhenden Abhandlung, bringt GAGEL die Erklärung LYELL's und seiner Nachfolger wieder zu Recht und weist die auf unzureichenden Beobachtungen fußende Auffassung v. KNEBEL's zurück; im zweiten werden die stofflichen Beziehungen des alten Grundgebirges zu den jungen vulkanischen Produkten der Calderaumwallung untersucht.

Die Caldera (= Kessel) ist eine 7 km lange und bis 5 km breite Einsenkung in einen mächtigen, über 2400 m ansteigenden domförmigen Gebirgsstock, der den nördlichen Teil der Insel Palma bildet. Diese Einsenkung ist im kleinen selbst wieder ein Bergland, dessen Gipfel tief unter der Umwallung bleiben; durch eine schmale Schlucht, den Barranco de las Angustias, wird sie nach der Westküste entwässert. In seinen oberen Teilen wird der Dom von 800—1400 m mächtigen, hauptsächlich trachydoleritischen Ablagerungen gebildet. Diese bestehen im Umkreis der eigentlichen Caldera vorzugsweise aus Aschen- und Schlackenschichten, die von massenhaften Lavagängen durchsetzt sind; nach Südwesten zu, längs des Barranco de las Angustias aber walten grobe Tuffbreccien mit bis zu 2 m messenden Bomben, Schlacken und vor allem Lavaströme vor.

Diese vulkanischen Produkte entstammen einer ganzen Reihe von Ausbruchöffnungen, die in der Gegend des jetzigen Calderaums gelegen haben, nicht aber war die Caldera selbst jemals ein Krater. Im Innern derselben vermochte GAGEL nur zwei, vielleicht auch drei tuffgefüllte, 50 bis höchstens 150 m weite Explosionsschlöte inmitten des älteren, dort weithin zutage tretenden „Diabas“-Untergrundes nachzuweisen. Die zahlreichen, dem Calderarand als Spitzen aufgesetzten Erhebungen müßen solche Einzelvulkane gewesen sein. „Nirgends sieht man aber im Innern der Caldera auf irgendwie nennenswerte Entfernung durchgehende, mächtige, einheitliche horizontale Schichtung von Tuffen, Aschen und Lavabänken, wie sie im Ringgebirge des Teyde-Zirkus auf Tenerife so wundervoll auf viele Kilometer sich erstreckt und von der Montagna blanca aus so schön zu sehen ist und wie sie ähnlich, wenn auch weniger schön, im Gran Curral auf Madeira zu beobachten ist. Unter jeder Spitze der Calderaumwallung ist ein besonderes isoliertes Zentrum der Aschenanhäufung, das mit dem nächsten gar keinen direkten Zusammenhang zeigt, und immer keilen sich die einzelnen Aschen- und Schlackenschichten nach kurzer Zeit aus.“ Der Talboden des hinteren Teiles der Caldera liegt ungefähr zwischen 400 und 700 m; bis zu etwa 1300 m reicht dort die junge Aschen- und Lavaformation herab, darunter tritt älteres, sehr stark zersetztes diabasartiges Gestein hervor, das nach Westen zu steil kuppelförmig zur Tiefe einfällt und einige Kilometer vom Meere entfernt am Ausgang des Barranco de las Angustias unter der jungen Bedeckung ganz verschwindet.

Für die lebhaftige Tätigkeit der Erosion in der jetzigen Caldera sprechen die noch in ihrem hinteren Teile bis zu Höhen von mindestens 925 m vorhandenen Terrassenböden und Schotterterrassen. Schon die Bildungszeit des Barranco de las Angustias liegt sehr weit zurück, denn in ihm finden sich Anlagerungen mariner Konglomerate, aus deren Auftreten hervorgeht, daß seit der Erosion dieser Schlucht eine doppelte Niveauschwankung von mehr als 300 m stattgefunden haben muß. Daß die Caldera schon vor der Auflagerung des jungvulkanischen Materials einen Teil einer Erosionslandschaft bildete, ergibt sich aus folgenden Beobachtungen. Die Oberkante des alten Grundgebirges ist keine gleichmäßig verlaufende, sondern sie wird tief eingeschnitten durch alte Täler, welche die Fortsetzung der jetzt bis an die innere Steilwand heransetzenden tiefen, in das Grundgebirge eingesenkten Schluchten bilden. „Es ist ganz zweifellos, daß die jetzigen Bachläufe der Caldera nur die Vertiefungen von Rinnen und Tälern darstellen, die schon vor Ablagerung der jungen Lavaformation in die Oberfläche des Grundgebirges eingeschnitten waren, daß der Prozeß der Talbildung auch während und nach der Ablagerung der jungen Lavaformation ununterbrochen weitergegangen ist und daß die jetzigen Täler der Caldera zwar etwa 400–600 m tiefer, aber im wesentlichen an denselben Stellen liegen, wie die alten Täler des Grundgebirges.“ Ferner findet sich die junge vulkanische Formation in der Caldera selbst, etwa 400–600 m tiefer als die Basis der jungen Auflagerungen in ihrem Umkreis, als Bedeckung von Bergrücken wieder. Es handelt sich um 7–8

solche Vorkommnisse, teilweise über, z. T. auch unter alten Flußschottern. LYELL hatte sie für abgesunkene oder abgestürzte Schollen der Umrandung gehalten, aber schon REISS und v. FRITSCH haben deren ursprüngliche Lagerung erkannt. Sie wurden auf dem Boden des uralten Erosionstales abgesetzt.

Grundgebirge und junge Auflagerung sind in gleicher Weise von Gesteinsgängen durchsetzt; mit Ausnahme der erwähnten 2—3 Explosionschlöte von geringem Durchmesser gibt es keinerlei Hinweise auf vulkanische Paroxysmen und Explosionen die sich in der Caldera selbst abgespielt haben könnten. Auch Verwerfungen sind nicht zu bemerken. Bei der später fortdauernden Erweiterung der Caldera durch Erosion war offenbar die verschiedene Festigkeit der jungen Überschüttung im Osten und Westen des Gebietes maßgebend: dort größtenteils lockere Aschen, in deren Bereich die Erosion nach allen Seiten leichte Arbeit fand, im Westen viel feste Agglomerate und Laven, so daß es in der Hauptsache nur zur Ausnagung des engen Barranco kam.

Da es sich also bestätigt, daß die Caldera lediglich ein Erosionsgebilde ist, das sogar in einem rein sedimentären Gebirge denkbar wäre (vergl. DARWIN'S Beobachtung ähnlicher Talbildungen im horizontalen Sandsteingebirge von Neusüdwaales), so schlägt Verf. vor, die Bezeichnung „Caldera“ für vulkanische Kessel und weite Krater, wie sie besonders STÜBEL in seiner Nomenklatur und in der von ihm verfochtenen genetischen Auffassung angewandt hat, überhaupt nicht mehr zu gebrauchen. Denn, so bemerkt GAGEL richtig, dann wäre die Caldera selbst in diesem Sinne gar keine „Caldera“.

Den Unterschied zwischen dem alten Grundgebirge und der jungen Lavaformation hat schon L. v. BUCH erkannt. Eine für die damalige Zeit ausführliche Beschreibung hat 1860 REISS gegeben. Verf. gibt im folgenden einen Überblick über die auftretenden Gesteinsarten auf Grund der von FNCKH vorgenommenen Bestimmungen. Einer der jüngsten Ergüsse am Calderadom ist der hauynführende Nephelinit in der Gegend der Cumbre nueva. Verbreitet sind ganz besonders Trachydolerite (Essexit-Melaphyre), z. T. limburgitartig, und Basanite, ferner Feldspatbasalt (in Gängen) und Nephelinbasalt; Hauyntephrit bildet eine sehr jugendliche Einlagerung in den marinen Schottern des Barranco. Der Ausbruch des Monte de Tacanda an der Cumbre vieja (1585) förderte limburgitartigen Trachydolerit und limburgitähnlichen Feldspatbasalt. Diesen Gesteinen entspricht in den jungen Gängen die Gefolgschaft der Camptonite, Gauteite und Kalkbostonite.

Das Grundgebirge (vergl. auch die an zweiter Stelle genannte Arbeit) besteht aus teilweise sehr stark aufgerichteten, gepreßten und sogar transversal geschieferten Lava-, Tuff- und Breccienbänken, die von zahlreichen älteren und jüngeren Gängen und eruptiven Gesteinsstöcken durchsetzt sind. Sie sind größtenteils intensiv zersetzt und ähneln äußerlich den Diabasen; gewöhnlich lassen sich mikroskopisch nur noch die in der Regel ziemlich sauren Plagioklase bestimmen. Neben diesen sehr stark ver-

änderten Gesteinen finden sich aber auch im Grundgebirge unverkennbare essexitische Ergußgesteine samt den Camptoniten, Gauteiten, Kalkbostoniten und Maeniten wieder.

Eine besondere Erscheinung im Grundgebirge sind stock- und gangförmig auftretende Tiefengesteine, deren essexitische Natur neuerdings schon ROSENBUSCH erkannt hatte. „Diese frischen Essexite zeigen nun alle nur denkbaren Modifikationen von den ganz typischen bis zu ganz basischen Gesteinen; es sind sowohl normale Essexite beobachtet mit wenig Orthoklas, vorwiegend Plagioklas, Analcim, Augit, Olivin, brauner barkevikitischer Hornblende, Biotit und Titaneisen, als auch hornblende-reichere Abänderungen, die annähernd denselben Mineralbestand wie die vorigen aufweisen, nur mit stark vorherrschendem Barkevikit, ferner solche mit stark zurücktretenden farblosen Gemengteilen, die immer mehr pyroxenit-ähnlich werden, endlich orthoklasarme bis orthoklasfreie Essexite, die ganz wesentlich neben basischem Plagioklas aus Olivin, Augit und Biotit bestehen. Ferner fanden sich mehrfach stark miarolitischer Nephelinsyenit und sehr glimmerreiche Essexite, endlich wurden auch Monzonite (und Monzonitaplite) wiederholt unter diesen Gesteinen festgestellt, sowie als extremste basische Varietät pikritähnliche Gesteine.“ Diese Essexite setzen stets nur im Grundgebirge auf, die Stöcke und Gänge zerschlagen sich unter der Basis der jungen Laven- und Tuffauflagerung. Verf. hält sie gleichwohl, soweit sie innerhalb der fast durchwegs stark zersetzten Gesteine ihrer Umgebung durch auffällige Frische ausgezeichnet sind, für junge Injektionen, und zwar für die zu den stoffverwandten jungen vulkanischen Bildungen gehörigen Tiefengesteine.

Aus dem petrographischen Studium der Caldera ergibt sich also die Tatsache, daß hier zu offenbar weit auseinanderliegenden Zeiten zweimal dieselben charakteristischen Gesteine gefördert worden sind, worin Verf. eine Bestätigung der STÜBEL'schen Idee von den lokalisierten Magmaherden erblicken möchte. Die eruptive Tätigkeit auf La Palma begann mit dem Aufbau des alten, das heutige Grundgebirge bildenden Domes; GAGEL verlegt diesen Beginn in die paläozoische oder mesozoische Zeit. Eine ziemlich feste Zeitmarke dürften die marinen, bis zu 350 m ü. d. M. anzutreffenden Konglomerate im Barranco und an der Westküste bieten; auf La Palma ist ihr Alter nicht bestimmbar, dagegen sind ähnliche Ablagerungen auf Gran Canaria, den Selvages, auf Madeira und den Azoren als miocän erkannt worden. Dort wie auf La Palma finden sich in diesen Konglomeraten Lavabänke, auf letzterer Insel auch Tuffschichten eingelagert. Vor der Miocänzeit müssen die mächtigen Laven- und Agglomerat-ablagerungen entstanden sein, die ja vom Barranco de las Angustias bereits durchschnitten waren, als sich in ihm das Miocän ablagerte. Verf. hält sogar ein eocänes Alter jener „jungvulkanischen“ Massen nicht für ausgeschlossen. Daß aber die vulkanische Tätigkeit auf der Insel immer noch regsam ist, beweisen die Eruptionen von 1585, 1677 und 1711.

Bergeat.

Petrographie.

J. H. L. Vogt: Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. (Min.-petr. Mitt. 25. 361—412. 1906.) [Vergl. dies. Jahrb. 1909, I. -367—374-.]

Diese Arbeit behandelt die binären eutektischen Mischungen von Quarz und Orthoklas bezw. Plagioklas (mit wenig Anorthit) und die ternäre von Quarz mit beiden Feldspäten. Zur Erläuterung der Beziehungen zwischen der Zusammensetzung des ganzen Gesteins, der Kristallisationsprodukte der ersten Stadien und des Erstarrungs-Schluß-(Spät-)Produktes führt Verf. zunächst eine Reihe von Analysen an von Schriftgraniten, „basischen Konkretionen“, Kugelgraniten, einzelner Schalen (Kalotten) und der Zwischenmasse.

Die geringe Menge der dunklen Gemengteile wird außer Betracht gesetzt. Verf. weist aber darauf hin, daß sie gewiß nicht ohne Einfluß sind und das eutektische Verhältnis zwischen Quarz und Feldspat etwas verändern werden, indem er ein Schema für ein ternäres Eutektikum von Quarz, Orthoklas und C, worunter er die Gesamtheit der „fremden Gemengteile“ begreift, aufstellt. Es werden sodann einige Hauptpunkte, welche für die Theorien, die in der Arbeit entwickelt werden, von Wichtigkeit sind, zusammengestellt; ihr wesentlicher Inhalt ist, daß die Schlußerstarungsprodukte der sauren Gesteine sich einer bestimmten Zusammensetzung nähern (dem Eutektikum), welche innerhalb enger Grenzen nach dem betreffenden Feldspat und der Anzahl fremder Gemengteile schwanken wird; von dem Verhältnis der Zusammensetzung des ganzen Gesteins zu dieser Grenze wird die Kristallisationsfolge abhängen; die Grenzzusammensetzung ist bei Tiefengesteinen (wo sie an den Kugelgraniten etc. studiert werden kann) und Gang- und Deckengesteinen die gleiche, der Druck spielt also hierbei keine merkbare Rolle. Dies wird dann im folgenden näher erläutert; als wichtigstes Resultat ist zu bemerken, daß das Schlußprodukt bei basischeren Gesteinen saurer, bei ultrasaurer Gesteinen kieselensäureärmer sein wird als das Gesamtgestein; bei Gesteinen mit nahe eutektischer Zusammensetzung wird ein großer Unterschied nicht existieren (wie z. B. in manchen Quarzporphyren), und das eutektische Gemenge, scil. beide Gemengteile als Einsprenglinge, wird sehr frühzeitig zu kristallisieren beginnen¹.

Die Gleichheit des eutektischen Gemenges bei Schriftgraniten und der Grundmasse bei rasch erstarrten Gesteinen wird im folgenden Kapitel dargetan; einen kleinen Einfluß des Druckes läßt Verf. in der durchschnittlich saureren Zusammensetzung der Liparite gegenüber den Graniten vermuten. Im folgenden wird jedoch dieser Unterschied wegen seiner geringen Größe vernachlässigt werden.

¹ Wie erklärt Verf. die Erscheinung bei BRÖGGER's Granitsphärolithen, wo die das Glas vertretende Zwischenmasse aus individualisiertem Quarz besteht? [Anfrage d. Ref.]

Aus einer Reihe der präsumptiv besten Analysen von Erstarrungs-
spätprodukten und Gemengen von Eutektstruktur ergibt sich für die eutek-
tische Mischung 20,8% Quarz zu 79,2% Feldspat bis 34% Quarz zu
66% Feldspat, die Mehrzahl liegt bei 27,5% Quarz zu 72,5% Feldspat.
Bei überwiegendem Plagioklas scheint infolge des wechselnden Verhältnisses
Ab : An die Schwankung noch eine größere zu sein. Unter dieser Annahme
berechnet Verf. die Zusammensetzung einer Reihe von eutektischen Quarz-
feldspatgemengen mit verschiedenem Feldspatverhältnis:

	Or allein	72 Or : 28 Ab + An	42 Or : 58 Ab + An	30,45	30,45	30,45	30,45	12 Or : 88 Ab + An	8,7	8,7	8,7
Or	72,5	52,2	52,2	30,45	30,45	30,45	30,45	8,7	8,7	8,7	
Ab	—	20,3	17,3	42,05	39,05	36,05	33,05	63,8	60,8	57,8	
An	—	—	3	—	3	6	9	—	3	6	
Si O ₂	74,4	75,2	74,4	76,1	75,4	74,6	73,8	76,9	76,1	75,2	
Al ₂ O ₃	13,3	13,6	14,1	13,8	14,3	14,9	15,4	14,0	14,6	15,0	
K ₂ O	12,3	8,8	8,8	5,1	5,1	5,1	5,1	1,5	1,5	1,5	
Na ₂ O	—	2,4	2,1	5,0	4,6	4,2	3,9	7,6	7,2	6,8	
Ca O	—	—	0,6	—	0,6	1,2	1,8	—	0,7	1,6	

Zur Entscheidung, ob das ternäre System Qu : Or : Ab Typus d oder e
angehört, verwendet Verf. folgende approximative Bestimmungen:

$$\begin{array}{l}
 E_{\text{Qu-Or}} = \text{ca. } 27,5 \text{ Qu : } 72,5 \text{ Or} \\
 i^1 = 72 \text{ Or : Ab} \\
 E_{\text{Qu-Ab}} = 27,5 \text{ Qu : } 72,5 \text{ Ab} \\
 g^1 = 12 \text{ Or : } 88 \text{ Ab} \\
 E_{\text{Or-Ab}} = 42 \text{ Or : } 58 \text{ Ab}
 \end{array}$$

Nach diesem Schema gehört das ternäre Eutektikum wahrscheinlich
dem Typus e SCHREINEMAKER's an, d. h. das ternäre Eutektikum liegt
innerhalb jenes Feldes, in dem isomorphe Mischungen mit den entsprechen-
den Mengen von Orthoklas und Albit nicht existieren, also beide Grenz-
mischungen i und g nebeneinander auftreten müssen; er liegt auch tiefer
als die drei binären Eutektika.

Eine Tabelle, mit Zahlen der Erstarrungsschlußprodukte, erläutert
dies. Orthoklas ist früher ausgeschieden in Gesteinen mit mehr Orthoklas
als 45 Or : 55 Ab. Plagioklas in solchen mit weniger als 40 Or : 60 Ab.
Das ternäre Eutektikum liegt bei ca. 27,5% Quarz : 30,5% Orthoklas :
42% Ab + An.

Im folgenden Abschnitt werden an der Hand des Schemas die mög-
lichen Kristallisationsvorgänge erörtert. Es werden 14 Fälle besprochen,
wovon 4 je nach fehlendem oder vorhandenem Gleichgewichte zwischen
Lösung und Mischkristall in Untergruppen zerfallen. In ersterem Falle
steigt der Ab, scil. Or-Gehalt der Kristalle mit fortschreitender Auskristalli-
sation. Es sind dies die Fälle mit mehr Or als 72 Or : 28 Ab und weniger
Or als 12 Or : 88 Ab. In den beiden Fällen mit vorwiegend Quarz (mehr
als 27,5%) findet die Abscheidung mit steigendem Ab, resp. Or an der

¹ Gibt die Grenzen an, bis zu welchen Orthoklas den ganzen Albit-
gehalt, scil. Albit den Or-Gehalt aufnimmt.

eutektischen Linie $E_{\text{Qu-Or}}-E_{\text{Qu-Ab}}$ statt; die übrigen Fälle sind mit denen bei vorherrschendem Feldspat analog, nur daß der Quarz zuerst ausgeschieden wird. Es mögen daher hier nur die beiden Fälle zwischen 72 Or und 42 Or besprochen werden. 1. Es scheiden sich zuerst Orthoklas-Mischkristalle aus, dann Orthoklas und Albit-Mischkristalle entlang der eutektischen Linie $E_{\text{Or-Ab}}-e^1$, endlich das ternäre Eutektikum. 2. Zuerst Orthoklas-Mischkristalle, dann solche mit Quarz gleichzeitig, endlich das Eutektikum. Die Fälle mit überwiegend Plagioklas sind den obigen analog bei Umkehrung der Reihenfolge.

Diese Vorgänge können merklich modifiziert werden durch den Anorthit-Gehalt, durch die dunklen Gemengteile, endlich durch pneumatolytische Vorgänge bei Anwesenheit von Turmalin, Topas etc., ferner durch Übersättigungserscheinungen, diese in Zusammenhang mit der Dauer der Erstarrung.

Verf. bespricht sodann einige Einzelheiten genauer. Bei nahe eutektischer Zusammensetzung des ganzen Gesteins werden Feldspat und Quarz schon sehr bald nebeneinander als Einsprenglinge auftreten. Eine Anreicherung an Ab in den Orthoklasen späterer Erstarrung wird in Ergußgesteinen leichter stattfinden, als in Tiefengesteinen, mutatis mutandis eine Anreicherung von Orthoklas in den Plagioklasen. Bei annähernd eutektischer Zusammensetzung Or: Ab scheint eine eutektische Verwachsung der beiden Feldspäte wie bei Larvikit in sauren Gesteinen weniger leicht vorzukommen als in den SiO_2 -ärmeren.

Der allgemeine Vorgang ist kurz folgender:

- I. Kristallisation des im Überschusse befindlichen Mineralies.
- II. Kristallisation zweier Mineralien längs einer der eutektischen Linien.
- III. Kristallisation des ternären Eutektikums.

Verf. erläutert diese Vorgänge noch an einer Anzahl von Beispielen von Kugelgraniten, von denen Analysen sowohl des Gesamtgesteines als einzelner Kalotten und der Zwischenmasse existieren. Besonders lehrreich sind jene Beispiele mit mehrfachen Zonen, die z. T. sich wiederholen, die also auf Übersättigung hinweisen, wie der von CHRUSTSCHOFF² beschriebene Kugelgranit vom Altai. Um einen granitischen Kern legt sich eine Kalotte von Orthoklas, dann zwei solche von vorwiegend Plagioklas, dann eine mit vorwiegend Orthoklas, wenig Plagioklas, Quarz und dunklen Gemengteilen, zum Schluß die Zwischenmasse mit annähernd eutektischer Zusammensetzung; zwischen der 2. und 3. und der 3. und 4. Kalotte finden sich Ringe von Glimmer. Der v. FROSTERUS beschriebene Kugelgranit von Kangasniemi³ zeigt nach Kernen, die von FROSTERUS als Gneiseinschlüsse aufgefaßt werden, eine Zone von Andesin, dann eine feinkörnige Plagioklaszone mit viel Quarz, dann eine Mikroklinzone mit viel Quarz, dann wieder eine feinkörnige Plagioklaszone und zum Schluß die

¹ Mit e ist das ternäre Eutektikum bezeichnet.

² Mem. d. l'Acad. d. Sc. de St. Pétersbourg. 42. 1894.

³ Bull. d. Com. géol. d. Finlande. 1896. 4.

granitische Zwischenmasse; hier fanden die Übersättigungserscheinungen entlang der eutektischen Linie $E_{\text{Qu-Ab}}-E_{\text{Qu-Or}}$ statt. Eine einfachere Übersättigungserscheinung an Plagioklas zeigt der bekannte Rapakiwi (Plagioklasmäntel). Aus obigen Beispielen folgert Verf., daß Orthoklas und Plagioklas aufeinander nicht impfend einwirken. Im folgenden wendet sich Verf. gegen die Hypothesen von BÄCKSTRÖM¹ und ADAMS, von HOLMQUIST², welche eine Trennung im flüssigen Zustande annehmen, endlich auch gegen die Behauptung BYGDENS³, daß in den eutektischen Gemengen rationale Verhältnisse vorliegen. Der Einwurf DOELTER's, wegen der abweichenden eutektischen Zusammensetzung, die TEALL angibt, weist Verf. unter Hinweis auf die Verunreinigung von TEALL's Material mit Epidot und die daraus zu erschließende Veränderung des Gesteins zurück.

Im letzten Kapitel endlich wendet sich Verf. gegen die Annahme einer bedeutenden Rolle des Wassers bei der Kristallisation der Eruptivgesteine, insbesondere in bezug auf den Quarz, der nach DOELTER u. a. aus trockenen Schmelzen nicht auskristallisieren könne. Verf. ist aber der Ansicht, daß lediglich das geringe Kristallisationsvermögen bei der Ultraviscosität der sauren Magmen und sein hoher Schmelzpunkt daran Schuld sei. Er äußert sich wörtlich folgendermaßen:

„Daß das Vorhandensein von Wasser in den hydatopyrogenen Lösungen nichts mehr mit der Kristallisation des Quarzes als mit derjenigen z. B. von Magnetit, Olivin, Augit und den Feldspaten direkt zu tun hat, folgt daraus, daß wir die für die Phasen flüssig-fest geltenden Gesetze auf die Ausscheidung des Quarzes anwenden können, ohne die H_2O der Magmen zu berücksichtigen.“

In einer Fußnote gibt Verf. freilich die mögliche indirekte Beeinflussung durch Steigerung der Dünflüssigkeit des Magmas zu. Er wendet sich gegen die Anwendung der Ergebnisse von Versuchen mit wasserreichen Lösungen von SiO_2 und Alkalialuminaten bei 520° , indem er eine große Menge Wasser nicht als anwesend annimmt, bei Erstarrungsschlußprodukten müßten sich sonst in der Grundmasse die Entweichungskanäle nachweisen lassen. Auch die Theorie von ARRHENIUS⁴, wonach freie, wasserhaltige Kieselsäure in den Magmen vorhanden sein soll, hält Verf. nicht für sehr wahrscheinlich, wenigstens wäre die vorhandene Menge von H_2SiO_3 nicht groß.

[Ref. kann sich dieser Argumentation nicht anschließen. Sowohl DOELTER als auch andere Autoren, so in der letzten Zeit DAY und ALLEN⁵ haben nachgewiesen, daß Quarz bei Temperaturen über 900° nicht existenzfähig ist, wenigstens nicht durch sehr lange Zeit. Andererseits wissen wir durch Beobachtungen, namentlich an der Eruption der Mtgne. Pelée

¹ Geol. Fören. Förh. 16. 1894. Zwei neuentdeckte schwedische Kugelgranite.

² Geol. Fören. Förh. 24. 1902. 23—26, 171—173.

³ Ueber die Zus. d. Schriftgranite. Cit. s. Ref. dies. Jahrb. 1909. I. -367-.

⁴ Geol. Fören. Förh. 22. 1900.

⁵ Min.-petr. Mitt. 26. 1907. 181 u. ff.

durch LACROIX, daß bei den Eruptionen saurer Magmen mächtige Wassermassen abgeschieden werden, die ihren Ursprung direkt von dem erstarrenden Gestein (im konkreten Falle der „Aiguille“) nehmen; auch LACROIX führt die Entstehung des Quarzes in einigen Eruptionsprodukten des Ausbruches auf die Wirkung des Wassers zurück.

Jedenfalls liegt, glaubt Ref., kein Grund vor, dem Wasser bei der Kristallisation des Quarzes keine größere Rolle als bei der des Magnetits und Olivins (d. h. da diese aus ganz trockenen Magmen darstellbar sind, gar keine) zuzugestehen. Wohl aber kann man sich vorstellen, daß dieser Einfluß sich lediglich auf den Schmelzpunkt und, wie Verf. selbst zugibt, auf die Dünflüssigkeit des Magmas, aber nicht auf die Zusammensetzung des erstarren, wasserfreien oder armen eutektischen Gemisches erstreckt. Vergl. übrigens den Schluß des nächsten Referates.] C. Hlawatsch.

J. H. L. Vogt: Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. (Min.-petr. Mitt. 27. 105—176. 1908.)

Ausgehend von der Gleichung $\frac{\Delta T}{\Delta p} = 10,333 \frac{T(v_1 - v_2)}{E q}$, wobei $\frac{\Delta T}{\Delta p}$ = Änderung des Schmelzpunktes pro Atmosphäre Druckerhöhung, $E = 425$, $v_1 - v_2$ die Volumänderung des Körpers beim Übergang aus dem festen in den flüssigen Aggregatzustand, q die Schmelzwärme ist; behandelt Verf. zunächst die Verschiebung der Schmelzpunkte von Mineralien durch den Druck. Nach TAMMANN wird $v_1 - v_2$ bei steigender Temperatur kleiner und schließlich = 0 oder sogar negativ, der Schmelzpunkt erreicht also bei einem Druck, den TAMMANN auf ca. 40 000 Atmosphären schätzt, ein Maximum. Die Steigerung des Schmelzpunktes, 0,025° pro Atmosphäre, wie sie BARUS aus seinen Beobachtungen am Diabas (3,9% Volumverminderung) berechnet, hält Verf. für viel zu hoch, weil die latente Schmelzwärme zu gering angenommen ist, nach VOGT würde 0,5° pro 100 Atmosphären besser entsprechen. Daraus ergibt sich für ein Gestein oder Mineral mit 1200° Schmelzpunkt bei einer Tiefe von 100 km ein Schmelzpunkt von 1335°, die Temperatur in dieser Tiefe würde bei Annahme einer thermischen Tiefenstufe von 66 m pro 1° 1500° betragen, die Dicke der festen Erdkruste wäre dann etwa 90 km. Die meisten uns bekannten Eruptivgesteine sind aber in einer Tiefe von höchstens 25 km erstarrt, für welche Tiefe die Schmelzpunktsteigerung 35° betragen würde.

Auf das Kapitel des Zusammenhanges zwischen Schmelzpunkt und Kristallisationsfolge übergehend, demonstriert Verf. an Schmelzkurven binärer Legierungen, ferner an den eutektischen Punkten einer Anzahl von Silikatgemengen wie Albit-Orthoklas und den Untersuchungen von DAY etc.¹ an den Schmelzen der Kalk-Kieselreihe (Ca_2SiO_4 und CaSiO_3 und SiO_2) die Gültigkeit der Regel, daß bei annähernd gleichem Schmelz-

¹ Amer. Journ. of Sc. 1906. 22. — Min.-petr. Mitt. 1907. 26. 169 u. ff.

punkt der Komponenten das Eutektikum bei annähernd gleichen Teilen derselben liegt und bei zunehmendem Unterschied gegen die leichter schmelzbare Komponente sich verschiebt; bei sehr großem Unterschiede enthält dann das Eutektikum nur wenige Prozent der schwerer schmelzbaren Komponente, wie bei Sn und Ag¹.

Nachdem Verf. noch darauf hingewiesen hat, daß bei der Mehrzahl der ROOZEBOOM'schen Erstarrungstypen die schwerer schmelzbare Komponente in die zuerst ausgeschiedenen Mischkristalle konzentriert wird, wobei noch zu berücksichtigen ist, daß der Typus I häufiger zu sein scheint als die anderen, kommt er zu dem Schluß, daß die Regel: die schwerer schmelzbaren Mineralien scheiden sich zuerst aus, cum grano salis angenommen werden kann, aber nicht in der schroffen Form, wie früher von den französischen Forschern.

Im folgenden Kapitel weist Verf. sowohl theoretisch an der Hand der von ihm, wie von ROOZEBOOM erörterten schematischen Darstellungen, wie auch einiger praktischer Beispiele aus der Petrographie nach, daß der Einfluß des Druckes auf das Gleichgewicht der Komponenten (mithin auch auf die eutektische Zusammensetzung) und auf den Erstarrungstypus der Mischkristalle nur einen verschwindenden oder sehr geringen Einfluß ausübe, soweit nicht Mineralien in Betracht kommen, zu deren Existenz und Bildung ein hoher Druck oder die Anwesenheit gewisser flüchtiger Verbindungen erforderlich ist, wie Hornblende, Granat, OH- und F-haltiger Minerale, oder solcher, die bei hohem Druck durch andere Komponenten ersetzt werden, wie Leucit und Melilith.

Verf. kommt sodann auf die Dissoziation der Silikatschmelzlösungen zu sprechen. Die elektrolytische Dissoziation derselben ist von verschiedenen Autoren nachgewiesen, folglich muß auch für sie das Gesetz der Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Ion gelten. Verf. macht dies am Beispiel des Spinells klar, der, im Magma relativ schwer löslich, durch das mit Olivin, Enstatit etc. gemeinschaftliche Ion Mg zum vollständigen Auskristallisieren gebracht wird. Da Quarz mit keinem der gesteinsbildenden Minerale ein gemeinschaftliches Ion hat, so tritt bei ihm eine derartige frühzeitige Ausscheidung nicht ein.

Unter Benützung einer Abhandlung von SCHREINEMAKERS, die dieser auf des Verf.'s Ersuchen über den Typus einer Kombination dreier Substanzen, von denen zwei Mischkristalle bilden, erörtert hatte, bespricht nun Verf. die Möglichkeit von abgebrochenen und wiederholten Kristallisationen. Es ist nicht möglich, diese Ausführungen im Referat abgekürzt wiederzugeben und muß mit Rücksicht auf die schematischen Darstellungen auf das Original verwiesen werden. Es werden mehrere Fälle des Typus d der Kombination zweier dem Typus V angehörigen Mischkristalle bildenden Verbindungen mit einer unabhängigen besprochen, und zwar der Fall,

¹ Daß diese Regel, wie Verf. selbst zugibt, nur angenähert gilt, zeigen deutlich die Beispiele Cd und Pb einer-, Cd und Bi andererseits. Ferner möchte Ref. auf das beliebte Schulbeispiel von NaCl und Wasser hinweisen, freilich kommt hier die Dissoziation hinzu.

daß die vom Eutektikum der beiden Endglieder ausgehende Kurve ganz oder nur z. T. Schmelzkurve, scil. z. T. Umwandlungskurve ist, in welchem letzteren Fall je nach der Krümmung wieder zwei Fälle resultieren. Dabei ist der Erstarrungspunkt r von a und b niedriger als der Punkt v , wo die beiden von den binären Eutekticis ausgehenden Kurven zusammenstoßen. Ferner werden einige Fälle besprochen, wo die beiden Verbindungen B und C dem Typus IV angehören. Mit Ausnahme des erstgenannten ergeben sich in den meisten dieser Fälle unterbrochene und abgeschlossene, sowie Einzelausscheidungen nur einer Art. Der von mancher Seite erhobene Vorwurf gegen die physikalisch-chemische Behandlung der Ausscheidungsfolge, daß zum Schlusse immer alle Komponenten zusammen kristallisieren müßten, trifft also nicht zu. Verf. führt die Beispiele des Kristallisierens von Enstatit und monoklinem Pyroxen, sowie die früh-abgeschlossene Ausscheidung der Al-, Mg- oder Cr-haltigen Spinelle als Beispiele für getrennte Kristallisation an.

Das vielfache Zutreffen der von ROSENBUSCH aufgestellten Regeln (s. Elemente der Gesteinslehre. 1901. p. 40—41) erklärt Verf. teils durch die beschränkte Mischbarkeit geschmolzener Sulfide im Magma bei weniger hoher Temperatur, durch geringe Löslichkeit (bei Zirkon etwa der von $BaSO_4$ in Wasser vergleichbar) mancher Verbindungen (Phosphate, Titanate, Zirkon etc.) in den Silikatmagmen, durch Löslichkeitsverringern durch gemeinsames Ion, sowie durch die Tatsache, daß viele der basischeren Verbindungen einen höheren Schmelzpunkt haben, das Eutektikum daher von ihnen entfernter liegt. Für den Quarz stimmt dies freilich nicht. In einer Fußnote dieses Kapitels wird die Behauptung WEINSCHENK's, daß K_2O bei Berücksichtigung der Verbreitung der Granite das Na_2O in den Gesteinen überwiege, widerlegt.

Im letzten Kapitel endlich bespricht Verf. die Entstehung der verschiedenen Strukturen, in erster Linie als Funktion der Erstarrungszeit, während Druck und Anfangstemperatur eine geringere Rolle gespielt haben dürften. Die Tiefengesteine zeichnen sich vor allem durch sehr langsame Erstarrung aus, die bedingt ist durch Mangel an Ausstrahlung, schlechte Wärmeleitung der umgebenden Gesteine und vollständige Ausnützung der Schmelzwärme, während z. B. bei glasiger Erstarrung die latente Schmelzwärme nicht abgegeben wird. Infolge der nicht sehr hohen Temperatur anchieutektischer Gesteine wird es im allgemeinen zum Einschmelzen der benachbarten Gesteine bei Lakkolithen nicht kommen, bei großen Massen mag es eintreten, wird sich aber unserer Beobachtung im allgemeinen entziehen. Die Kontaktmetamorphose ist daher z. T. durch Wirkung von Wärme, Druck und entweichendes Wasser(?) zu erklären. Die Viskosität der Gesteine wird mit fallender Temperatur größer, sie nimmt mit dem Drucke zu, aber durch das Verhindern des Entweichens des Wassers wahrscheinlich stark ab. Die Beobachtung lehrt, daß die Tiefengesteine zu Beginn der Intrusion sehr dünnflüssig waren (dies widerspricht allerdings der früher gemachten Annahme, daß die Tiefengesteine im Momente der Berührung mit den umgebenden Gesteinen schon ziemlich stark abgekühlt

waren, doch gilt letzteres wohl für die Anwendung auf kleinere Lakkolithen), mit der Abkühlung nimmt aber die Viskosität rasch zu.

Die häufige glasige Erstarrung der sauren Gesteine ist wohl hauptsächlich der Viskosität zuzuschreiben, welche namentlich bei anchientektischen Gesteinen, besonders bei dem eutektischen Rest, sehr groß sein wird.

Der wichtigste Passus dieses Kapitels betrifft aber die porphyrische Struktur. Verf. stimmt mit der Auffassung ROSENBUSCH's, daß sie auf einen Hiatus in der Bildungsperiode zurückzuführen ist, überein, aber er sucht diesen nicht in der Eruptionsphase, sondern in der Wirkung der Übersättigung, scil. Unterkühlung.

Die Wirkung derselben wird an schematischen Zeichnungen rekapituliert. Auch die „monogenetic phenocrysts“ PIRSSON's, das sind im Gegensatz zu der Definition ROSENBUSCH's, der das Auftreten desselben Gemengteils in zwei verschiedenen Generationen als Bedingung für porphyrische Struktur hinstellt, größere Einzelkristalle eines Minerals, das in der Grundmasse fehlt, erklärt VOGT auf diese Weise. Dagegen läßt er der Erklärung von MILCH durch Strömungen nur lokale Bedeutung zukommen. Dem Einfluß mineralbildender Agentien auf porphyrische, resp. Tiefengesteinsstruktur möchte Verf. keine bedeutende Rolle beimessen. Für die Bildung des Granites läßt er zwar die Annahme einer großen Menge magmatischen Wassers zu, einen Einfluß auf Ausscheidungsfolge und Struktur mißt er diesem aber nicht bei.

[Anm. d. Ref. In früheren Arbeiten ließ Verf. für die Entstehung der porphyrischen Struktur fast nur die Entfernung der Zusammensetzung vom Eutektikum gelten, während er in obig referierter Arbeit der Unterkühlung eine größere Rolle zuerkennt. Nach Ansicht des Ref. dürfte die alte Auffassung bei einigen porphyrischen Tiefengesteinen sowie in solchen Fällen, wo die Einsprenglinge fast unmerklich in die jüngeren Ausscheidungen durch Fortwachsungen übergehen, anwendbar sein.] C. Hlawatsch.

A. Wade: The Chemical Composition of Igneous Rocks: A New Method of obtaining it. (Geol. Mag. New Ser. Dec V. 4. 171—172. London 1907. Mit 1 Textfig.)

Es wird vorgeschlagen, statt des gewöhnlichen Okulares ein solches zu nehmen, das ein quadratisches Gesichtsfeld liefert, welches durch feine Fäden in 100 kleine Quadrate eingeteilt wird. Mit Hilfe davon soll der quantitative Anteil der verschiedenen Gemengteile an der Zusammensetzung des Gesteins an einer Anzahl Stellen eines Dünnschliffs festgestellt und daraus die chemische Zusammensetzung berechnet werden. [Da einerseits die Mengenverhältnisse der Mineralien bei vielen Gesteinen an verschiedenen Stellen sehr wechselnd sind, andererseits auch die chemische Zusammensetzung der gesteinsbildenden Mineralien in weiten Grenzen schwankt, dürfte diese Methode kaum zu zuverlässigen Resultaten führen. Ref.]

K. Busz.

J. A. Thomson: Inclusions in some Volcanic Rocks. (Geol. Mag. New Ser. Dec. V. 4. 490—500. London 1907.)

Es werden Einschlüsse in basaltischen Gesteinen von zwei Fundorten, 1. Portrush, Co. Antrim, Irland, 2. Kakanni, Otago, Neu-Seeland, beschrieben. Verf. unterscheidet, nach dem Vorgange von Lacroix, enallogene und homöogene Einschlüsse und teilt die ersteren ein in „Xenocrysts“ und in „cognate“ oder „accidental Xenoliths“ (nach A. Harker). Unter „Xenocrysts“ sind vereinzelt im Gestein auftretende Kristalle fremden Ursprungs zu verstehen, unter „Xenolithen“ Teile fremder Gesteine.

Von diesen letzteren stehen die cognaten Xenolithe in genetischer Verwandtschaft zu dem sie umschließenden Gestein; sie sind Gesteinsfragmente von älteren, schon erstarrten Gesteinen derselben petrographischen Provinz. Accidentelle Xenolithe sind Einschlüsse fremder Gesteinsmassen.

1. In dem Dolerit von Portrush kommen sowohl enallogene als homöogene Einschlüsse vor.

a) Cognate Xenolithe bestehen aus einem feinkörnigen Dolerit von hornsteinartigem Aussehen, der aus kurzprismatisch ausgebildetem Feldspat und unregelmäßig begrenzten Körnern von Augit zusammengesetzt ist. Olivin fehlt. Wesentliche Kontaktveränderungen zeigen diese Einschlüsse nicht.

b) Accidentelle Xenolithe. Zu diesen gehören Bruchstücke von Lias, die häufig in dem Basalt angetroffen werden. Sie zeigen z. T. die gleichen Veränderungen, welche die Liasschichten im Kontakt mit dem Basalt erlitten haben, und die hauptsächlich in der Bildung der Kontaktmineralien Cordierit, Pyroxen und etwas Magnetit bestehen, nur erscheinen die Veränderungen in verstärktem Maße. Eine andere Art von Einschlüssen besteht aus grünem Pyroxen, farblosem Anorthit, Wollastonit, Kalkgranat und Calcit.

c) Die homöogenen Einschlüsse sind rundliche Partien eines holokristallinen, grobkörnigen Dolerites von 1—1½ Zoll Durchmesser, der aus idiomorphem Feldspat, Olivin, Augit und Magnetit besteht, wobei der Olivin an Menge den Augit weit überragt.

2. Bei Kakanni, Otago, Neu-Seeland, tritt eine geschichtete Kalkbreccie oligocänen Alters auf, die eine große Menge verschiedener vulkanischer Produkte enthält. Darunter Stücke eines basaltischen Gesteines, von denen angenommen wird, daß sie die Lavaform des Magmas repräsentieren, dessen Eruption die Bildung der Breccie veranlaßt hat.

Enallogene Einschlüsse von Gneis, Glimmerschiefer, Grauwacke und Kalkstein sind nicht selten, wurden aber nicht näher untersucht. Von besonderem Interesse sind die homöogenen Einschlüsse, durch welche die Breccie eine gewisse Ähnlichkeit mit den diamantführenden Kimberliten Südafrikas erhält.

Zahlreiche Mineralien kommen in isolierten Fragmenten, oft von sehr beträchtlicher Größe vor, besonders Feldspat, Hornblende und schwarzer Augit; Granat, grüner Augit, Biotit und Olivin finden sich in kleineren Stücken.

Der Ursprung des Feldspats war nicht zu ermitteln, die anderen Mineralien stammen alle von holokristallinen Gesteinen her, die in großer Menge vorkommen.

Verf. unterscheidet drei Gruppen derselben, von denen die erste durch das Auftreten von Spinell und grünem Augit, die zweite durch schwarzen Augit und die dritte durch basaltische Hornblende charakterisiert ist.

Diese Gesteinsmassen werden ihrer mineralischen Zusammensetzung nach genauer beschrieben und mit ähnlichen Mineralkombinationen anderer Vorkommen verglichen.

Zum Schluß werden homöogene Einschlüsse in einem diabasischen Gestein (Greenstone) von Cudden Point in Cornwall erwähnt. **K. Busz.**

E. Steidtmann: A Graphic Comparison of the Alteration of Rocks by Weathering with their Alteration by Hot Solutions. (Econ. Geol. 3. 381—409. 1908.)

Verf. vergleicht die Veränderungen saurer Eruptivgesteine durch Verwitterung und durch Thermalwirkung.

Die Veränderungen bei Verwitterung sind sehr gleichmäßig. Zufuhr von Substanz fand, von Wasser, Kohlensäure und Sauerstoff abgesehen, nicht statt. Die Veränderungen durch heiße Quellen sind dagegen sehr ungleichmäßig und Material wurde hier zu- und weggeführt. Die Resultate des Quellmetamorphismus sind vor allem Verkieselung und Sericitisierung. Die Endprodukte der Verwitterung sind vorwiegend Carbonate, Hydrate und Oxyde. Bei der Verwitterung wurde weggeführt: Kalk, Magnesium, Natrium, Kalium, Kieselsäure und Eisen; beim Quellmetamorphismus ging vor allem Natrium verloren, dann Kalk, Magnesium, Eisen und Aluminium. Kalium, Kieselsäure und Sulphide sind angereichert. Tabellen und Diagramme erläutern den Text.

O. Stutzer.

H. Vater: Die Bodenanalyse und ihre Anwendung in der Forstwirtschaft. (Tharander forstl. Jahrb. 58. S.-A. 20 p. Berlin 1908.)

Die vorliegende Rektoratsrede des Verf.'s behandelt das Thema auch für einen größeren Kreis leicht faßlich; von Einzelheiten sei die Mitteilung entnommen, daß die Bodenanalysen in Tharand nach dem von der preußischen geologischen Landesanstalt angewendeten Verfahren ausgeführt werden. Das Interesse, das die Forstwirtschaft sehr steinigten Böden entgegenbringen muß, zwingt dazu, auch diese der Analyse zu unterwerfen, was natürlich nur bei Anwendung von sehr viel Material möglich ist: bei zwei unter Leitung des Verf.'s ausgeführten derartigen Untersuchungen betrug das Gewicht der trockenen Probe 700 kg.

Verf. stellt für die Anwendung der Bodenanalyse die Forderung auf, daß „nur solche Böden miteinander verglichen werden, welche gleiche qualitative Zusammensetzung besitzen“. Eine derartige Zusammensetzung kann man nur bei Böden erwarten, die aus dem gleichen Grundgestein hervorgegangen sind; sie bezeichnet Verf. als eine Bodenreihe und sie allein liefern „bei dem gleichen analytischen Verfahren vollkommen vergleichbare Werte“. Die Eigenschaften jeder Bodenreihe müssen durch Untersuchung mindestens zweier verschieden fruchtbarer Böden der Reihe mittels der Bodenanalyse, Gütebestimmung (Bestandesaufnahme und Stammanalyse) und Nährstoffmangelversuch festgestellt werden.

Milch.

H. S. Washington: The formation of leucite in igneous rocks. (Journ. of Geol. 15. 257—278, 357—395. Chicago 1907.)

Schon ROTH machte auf das Fehlen von Quarz in Leucitgesteinen aufmerksam, und ZIRKEL bemerkte, daß Leucit mehr mit Plagioklas als mit Orthoklas assoziiert sei; LEMBERG, BÄCKSTRÖM u. a. betonten, daß in manchen Gesteinen der kalihaltige Biotit, in anderen statt dessen Leucit + Olivin auftrete. Die allgemeinen Beziehungen zwischen der Bildung von Leucit und der chemischen Gesteinsbeschaffenheit sind dann weiter von IDDINGS und von LACROIX diskutiert worden, auch bereits vom Verf. in einer Studie über die mittelitalischen Vulkane.

WASHINGTON findet nunmehr unter der Annahme, daß Kali eine größere Affinität zur Kieselsäure hat als Natron oder irgendeine andere Base, folgendes: Der Kieselsäuregehalt der Leucitgesteine ist höchstens gleich demjenigen des Orthoklas. Die Gesteine mit den höchsten Kalibeträgen werden Leucit führen; der Kalibetrag sowie die Anzahl der Leucitgesteinstypen werden sich mit abnehmendem Kieselsäuregehalt langsam vermindern. Leucitführende Gesteine sind viel seltener als leucitfreie. Die femischen Moleküle [also im allgemeinen die Moleküle der dunklen Gesteinskomponenten. Ref.] werden auf die Bildung von Leucit wenig Einfluß ausüben, dagegen wird Anorthit die Leucitmenge stark herabdrücken, und zwar um so mehr, je mehr das Magna calcisch ist

$\left[\frac{\text{CaO}}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}} \cdot \text{Ref.} \right]$. Ist Natron oder Kalk im Überschuß über Kali, so entsteht kein Leucit. Die Leucitbildung wird in chemisch dazu geeigneten Magmen durch die gegenüber Orthoklas große Kristallisations-tendenz von Leucit, basischeren Plagioklasen und auch Nephelin begünstigt; ebenso durch die relativ weitgehende Stabilität von Leucit, Orthoklas, Plagioklas und Nephelin unter recht verschiedenen Temperaturen und Drucken, die relative Beständigkeit von Leucit und Plagioklas gegenüber Orthoklas und Nephelin unter den Effusivbedingungen. Die Abwesenheit der Mineralisatoren in Ergußgesteinen im Gegensatz zu Intrusivgesteinen bewirkt Kristallisation der betreffenden Magmen bei höherer

Temperatur und begünstigt dadurch die Bildung von Leucit gegenüber Orthoklas. Vielleicht ruft auch die oft heftige Bewegung effusiver Magmen die Kristallisation des Leucit aus unterkühlter Schmelze hervor.

Übrigens vermutet WASHINGTON einen Natronkali-Leucit als Substrat der Pseudoleucit-Bildung. [Derartige Mischkristalle haben bereits andere wiederholt vermutet. Ref.]

Die zahlreichen Analysentabellen und graphischen Darstellungen können hier nicht wiedergegeben werden. Johnsen.

W. J. Mead: Redistribution of elements in the formation of sedimentary rocks. (Journ. of Geol. 15. 238—256. Chicago 1907.)

Verf. geht davon aus, daß die Zerstörung eruptiver Gesteine und kristalliner Schiefer mechanische Sedimente (besonders Tonschiefer und Sandstein), chemische Sedimente (besonders Kalk, Material zur Zementierung der mechanischen Sedimente und zur Aderbildung) sowie das Salz der Ozeane und endlich tonige und erdige Verwitterungsrückstände liefert.

Da man Tonschiefer, Sandstein und Kalk quantitativ in den Vordergrund zu stellen hat, so kann man aus den 3 Durchschnittsanalysen dieser 3 Gesteinsarten sowie der Durchschnittsanalyse kristalliner Gesteine berechnen, wie viele Gewichtsprocente der gesamten Sedimentgesteine auf jedes der 3 obigen Sedimente entfallen. Eine graphische Methode, welche die Kieselsäuremengen der 4 Gesteinsarten benutzt, liefert 80% Tonschiefer, 11% Sandstein und 9% Kalk.

Die Durchschnittsanalysen, CLARKE'S Zusammenstellung entnommen, gestalten sich, wenn man den Gehalt der Sedimente an CO₂, H₂O etc. als nicht aus dem ursprünglichen kristallinen Gestein herrührend eliminiert, folgendermaßen:

	Ursprüngliches kristallines Gestein	Ton- schiefer	Sandstein	Kalk
Si O ₂	61,60	63,90	85,72	15,94
Al ₂ O ₃	15,47	16,96	5,63	2,12
Fe ₂ O ₃	2,66	4,41	1,29	1,07
Fe O	3,51	2,70	0,60	—
Mg O	4,18	2,69	0,89	10,25
Ca O	4,93	3,42	3,45	68,75
Na ₂ O	3,50	1,44	0,64	0,55
K ₂ O	3,02	3,56	1,29	0,74

Aus obigem Verhältnis 80:11:9 berechnen sich für das ursprüngliche kristalline Gestein anstatt der mittleren Analysenwerte I die Werte II:

	I.	II.
Si O ₂	61,60	63,64
Al ₂ O ₃	15,47	14,71
Fe	4,60	4,46
Mg O	4,18	2,90
Ca O	4,93	7,34
Na ₂ O	3,50	1,29
K ₂ O	3,02	3,12

VAN HISE hatte seinerzeit aus den beobachteten Sedimentgesteins-Mächtigkeiten statt obigen Verhältnisses gefunden 65:30:5; berechnet man hieraus die Durchschnittszusammensetzung der kristallinen Gesteine, so wird die Abweichung von Tabelle I größer als oben, da bei VAN HISE's Schätzungen die sekundären Sedimentbestandteile CO₂ und H₂O nicht eliminiert sind.

Johnsen.

C. K. Leith: The metamorphic cycle. (Journ. of Geol. 15. 303—313. Chicago 1907.)

Die aus der Verwitterung der kristallinen Gesteine hervorgehenden Sedimente sollen zu 97% aus Tonschiefer, Sandstein und Kalk bestehen und diese 3 Gesteine sollen nach MEAD's Berechnung (s. voriges Ref.) das Verhältnis 80:11:9 aufweisen. Dem ursprünglichen Gestein werden durchschnittlich 60% Feldspäte, 28% Eisenmagnesiumsilikate und 12% Quarz zugeschrieben, die Verwitterungsprodukte sollen aus 80% tonigem Schlamm mit 20% Kaolin, 26% Feldspat, 22% Quarz, 9% Kalk, 11% Quarzsand und 12% anderen Substanzen bestehen, und alles dieses bildet infolge von Zementierung Tonschiefer, Sandstein, Quarzit und Kalk. Es ist also ungefähr der gesamte (11% statt 12%) Quarz der kristallinen Gesteine in Sandstein übergegangen, während der Quarz der Tonschiefer wesentlich aus der Zersetzung der Feldspäte hervorgeht. Die Zementierung erreicht ihr Maximum unmittelbar unter dem Grundwasserspiegel. Der Verwitterungsprozeß der Minerale bringt einen Volumenzuwachs von etwa 18% oder, wenn man das entstehende Porenvolumen berücksichtigt, 40%.

Die Sedimente gehen durch Metamorphose wieder in kristalline Gesteine über.

Obiger Zyklus ist in einem Kreisdiagramm veranschaulicht, in welchem die einzelnen Substanzen nach Maßgabe ihrer Menge durch verschiedene große Sektoren dargestellt sind.

Anm. des Ref. Auf der rechten Seite des Diagramms steht wesentlich „Katamorphism“ anstatt „Anamorphism“; ersteres Wort bezeichnet nach VAN HISE Verwitterungsprozesse, letzteres dagegen Metamorphose.

Johnsen.

R. Arnold: Dome structure in conglomerate. (Journ. of Geol. 15. 560—566. Chicago 1907.)

An den Hängen des Eagle-Rock-Tales, 2 Meilen westlich von Pasadena in Kalifornien treten horizontal gelagerte untermiocäne Konglomeratschichten mit domartigen Oberflächenformen auf. Die Gerölle haben gewöhnlich weniger als 3—4 Zoll, zuweilen aber bis 6 Fuß Durchmesser und repräsentieren Granit, Diorit, Gabbro, Gneis und andere kristalline Gesteine, welche im Norden anstehend das San Gabriel-Gebirge bilden. Einzelne Lagen des Konglomerates nähern sich einem grobkörnigen Sandstein.

Die Kuppelform beruht auf einer schaligen Absonderung, welche jedoch nicht an der einer intensiven Sonnenstrahlung und großen Temperaturänderungen ausgesetzten, trockenen Südseite auftritt und daher wohl auf Feuchtigkeit und Verwitterung zurückzuführen ist. Die Feuchtigkeit steigt kapillar auf, die Abblätterung schreitet von unten nach oben fort und folgt im großen und ganzen der Form der Oberfläche, ohne jedoch deren feinere Details, wie Ecken und Kanten, nachzuahmen; diese Prozesse vollziehen sich besonders an steilen Hängen.

Johnsen.

J. Martin: Beitrag zur Kenntnis der erratischen Basalte. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. 49—70. 5 Taf. 1907.)

Verf. ordnet die erratischen Basalte aus dem Diluvium Norddeutschlands nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung, gliedert aber weitere Gruppen nach der Ausbildung der Feldspate oder Feldspatvertreter, so daß er z. B. bei den Feldspatbasalten drei Gruppen unterscheidet, je nachdem „der Feldspat intratellurisch oder effusiv ist oder in beiden Generationen vorkommt“; die beiden letztgenannten werden wieder „nach der vorwiegend idiomorphen oder leptomorphen Ausbildungsweise der jüngeren Feldspatgeneration in je zwei Unterabteilungen getrennt“. Ähnlich werden die Nephelinbasanite und die Nephelinbasalte nach der Ausbildung des Nephelins klassifiziert, während wegen der geringen Anzahl der bisherigen Funde bei Leucitbasaniten und Leucitbasalten von einer weiteren Einteilung vorläufig abgesehen wird. „Zwischen diesen Typen, zu denen noch die Glasbasalte sich hinzugesellen, bestehen aber so zahlreiche Übergänge, daß sämtliche aus Schonen herzuleitenden Basalte als Erzeugnisse desselben Magmas angesehen werden können.“

Für die Einreihung der Geschiebe in die angegebenen Gruppen muß auf die Originalarbeit verwiesen werden; hervorgehoben sei die Auffassung des Verf.'s, daß die von Eichstädt als mikroskopische Kristalldrüsen aufgefaßten Augitaugen als Umwandlungsprodukte der älteren Feldspatgeneration angesprochen werden müssen. Da um Feldspateinsprenglinge, die durch magmatische Resorption abgerundet sind, sich gewöhnlich ein Kranz von Augitmikrolithen findet, der um so breiter ist,

je kleiner das Feldspatkorn ist, darf ein Parallelgehen der Resorption des Feldspates und der Augitbildung angenommen werden; bei völliger Auflösung der Feldspatkörner tritt eine mehr oder weniger dichte Anhäufung von Augitmikrolithen, vom Verf. als „Augitnest“ bezeichnet, an ihre Stelle. Wenn „das aus einem Feldspatkorn hervorgegangene Magma im Innern eines Augitmikrolithenkranzes zu Glas erstarrt, während die Bildung von Augitmikrolithen entweder ganz unterbleibt oder nur noch in verringertem Maße vonstatten geht“, bildet sich ein mit Glas gefülltes „Augitauge“ oder eine Zwischenform von „Augitauge“ und „Augitnest“. Unterliegt der Feldspat eines Augitauges einer späteren Zersetzung, so entstehen Augitaugen, die von Kalkspat, zeolithischen und viriditischen Substanzen erfüllt sind. In Fällen, in denen Feldspateinsprenglinge jetzt gänzlich fehlen, schließt Verf. aus dem Vorkommen derartiger Augitaugen und Augitnester auf ein primäres Vorhandensein dieses Gesteinsgemengteils.

Sehr schöne Mikrophotographien erläutern die Struktur der verschiedenen Basalte und der Augitaugen. Milch.

H. Eisele: Das Übergangsgebirge bei Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach und seine Kontaktmetamorphose durch das Nordschwarzwälder Granitmassiv. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. 131—214. 1 Taf. 2 Fig. 1907.)

Nachdem schon andere Forscher (SANDBERGER, LEPSIUS, ECK) erkannt hatten, daß in den drei am Nordrande des Schwarzwaldes auftretenden Partien des „Übergangsgebirges“ (d. h. hier: paläozoische Schichten von nicht näher bestimmtem Alter, aber älter als das Steinkohlengebirge) sich kontaktmetamorphe Gesteine befinden, gelang Verf. der Nachweis, daß auch die noch von Eck als archaisch aufgefaßten und als Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer beschriebenen hochkristallinen Gesteine im „Großen Walde“ und am Fuße des Amalienberges bei Gaggenau sowie bei Sulzbach kontaktmetamorphe Glieder des Übergangsgebirges sind.

Die nicht kontaktmetamorph veränderten Gesteine sind Grauwackentonschiefer und Tonschiefer mit eingelagerten Diabasschiefern dynamometamorpher Entstehung; sie werden vom Verf. nach den verschiedenen Stadien der dynamometamorphen Umwandlung mit den von MILCH aus dem Taunus beschriebenen Diabasschiefern verglichen. Die dynamometamorphe Umwandlung hat vor der Kontaktmetamorphose stattgefunden.

Die äußere Zone des Kontakthofes enthält graue bis grünlichgraue typische Knotenschiefer (die Knoten bestehen hauptsächlich aus größeren, gleichgelagerten Muscovitblättchen), dichte schwärzliche Biotithornschiefer, ferner epidotführende Biotithornschiefer, Muscovithornschiefer und Biotit-Turmalinhornschiefer. Die innere Zone des Kontakthofes besteht aus hochkristallinen Gesteinen, rötlichgrauen und schwarzen, z. T. durch nachträglichen Druck geschieferten oder massigen granatführenden Hornfelsen,

granat- und andalusit- (resp. disthen- oder andalusit- und disthen-)führenden Glimmerquarzhornfelsen, hochkristallinen Glimmer- und Granat-Fleckenschiefern, Quarzhornfelsen etc. Häufig besitzen diese Gesteine den Habitus der Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer.

Die Gesteine der drei Gruppen gehen petrographisch ineinander über; sie zeigen ferner eine räumliche Verteilung in Zonen, die eine bestimmte regionale Streichrichtung im allgemeinen einhalten. Der ganze Gesteinsverband zeigt, daß ein zusammengehöriger Komplex des Übergangsgebirges vorliegt, der z. T. und in verschiedenem Grade durch das Nordschwarzwälder Granitmassiv kontaktmetamorph verändert ist.

Für die Beschreibung der einzelnen Gebiete muß auf das Original verwiesen werden; nur zwei Gesteinsarten sollen ihres speziellen Interesses wegen hervorgehoben werden.

In der Nähe der Ebersteinburg findet sich ein in die kontaktmetamorphe Diabaszone gestellter Anthophyllitschiefer von blaugrauer Farbe mit Putzen schwarzgrüner Biotitblättchen oder rotbrauner Nadelchen, von feinkörnig kristallinem Habitus und durch Rutschflächen mit rotbraunem Belag schieferiger Textur. Das Gestein besteht aus einer feinkörnig kristallinen Feldspatgrundmasse mit einsprenglingsartigen Feldspäten, Flatschen von grünem Biotit mit viel Erz, das auch sonst in erheblicher Menge im Gestein vorhanden ist und richtungslos angeordneten, stengelig-faserigen Aggregaten von Anthophyllit von sehr schwach bräunlicher Färbung, in seiner Ausbildung an Strahlstein erinnernd, aber immer parallel der prismatischen Spaltbarkeit auslöschend; optischer Charakter der Leisten negativ.

Ferner ist ein Gestein aus dem hochkristallinen, an kristalline Schiefer erinnernden Komplex vom Schürckopf bei Gaggenau interessant, rötliche, feinkörnig kristalline, glimmerarme Hornfelssschichten, die Disthen und Andalusit nebeneinander enthalten, und zwar liegen in einem wirrstrahligen Aggregat von Disthenstengeln, dessen Vorkommen auf Druckmetamorphose hinweist, noch kompakte Reste von Andalusit, der durch Kontaktmetamorphose entstanden ist. Das Gestein „vereinigt nach seiner strukturellen Ausbildung nun tatsächlich sowohl die Merkmale eines kontaktmetamorphen Gesteins in der ausgezeichneten Hornfelsstruktur und Mineralkombination mit Andalusit als auch alle jene durch nachträglich erlittene mechanische Veränderung zum Ausdruck gebrachten Kennzeichen der Druckmetamorphose. Der unter den neuen Bildungsbedingungen nicht mehr bestandfähige Andalusit erfuhr demnach eine Umlagerung in den bestandfähigen Disthen.“

Schließlich sei erwähnt, daß im Übergangsgebirge als Vertreter der Ganggefölschaft des granito-dioritischen Magmas Pegmatit am Silberücken bei Sulzbach mit Anzeichen starker Pressung, Granophyr im oberen Schindelbachtal und Kersanit mit den bekannten hornblendeumsäumten Quarzaugen in den Haberäckern nordnordwestlich von Ebersteinburg auftreten.

Milch.

E. Becker: Die Basalte des Wartenbergs bei Geisingen in Baden. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. 244—274. 1 Taf. 3 Fig. 1907.)

—: Chemische Beziehungen einiger melilithhaltiger Basalte. Ein neuer Beitrag zur Petrographie des Basaltes von Wartenberg bei Geisingen. (Ibid. 401—416.)

Nachdem ein Aufsatz des Verf.'s in der ROSENBUSCH-Festschrift die Geologie des Wartenbergs bei Geisingen geschildert hatte, enthalten die beiden vorliegenden Aufsätze die Ergebnisse der petrographischen Neubearbeitung; eine solche war nötig, da STELZNER das Gestein als Melilithbasalt bezeichnet hatte (dies. Jahrb. 1883. II. -402-), während nach GRUBENMANN der Melilith des Gesteins „recht schwer aufzudecken“ ist. Nach den Untersuchungen des Verf.'s ist der Ruinen-, Nordhang- und Spitzkopfbasalt des Wartenbergs ein melilithführender Nephelinbasalt, während der Schloßbasalt und der Abhangschutt vom Südosthange frei von Melilith ist.

Der Melilith ist infolge seiner Frische schwer zu erkennen, da er in seinem optischen Verhalten dem Nephelin sehr ähnlich ist und die Pflöckstruktur erst bei der Zersetzung der sie hervorrufenden, zwischen den einzelnen Spaltblättchen nach dem Prisma lamellar eingeschalteten glasartigen Substanzen deutlich zur Geltung kommt.

Der als intrusiv (als Gangbildung) aufgefaßte Spitzkopfbasalt ist sehr reich an Carbonaten, und zwar sind speziell die intratellurischen Gemengteile umgewandelt, der Olivin in Kalkspat, der Pyroxen in Dolomit. Verf. führt die Carbonatisierung auf die Einwirkung der vom flüssigen Magma absorbierten, der jurassischen Eruptionsbreccie an den Wänden der Spalte entnommenen Kohlensäure auf die in der Tiefe schon auskristallisierten Gemengteile zurück.

Eine mechanische Trennung ließ erkennen, daß das Gestein appr. 1,75% Melilith, appr. 6,48% Nephelin und 91,44% Erze + Augit + Olivin + Perowskit + Chromit + Apatit enthält; die Angabe STELZNER's, die auf einen viel höheren Melilithgehalt schließen läßt, ist möglicherweise auf eine Verwechslung des Präparates mit dem Vorkommen von Devin bei Wartenberg in Böhmen zurückzuführen.

An die Stelle der von GRUBENMANN mitgeteilten Analyse des Melilith-Nephelinbasalts vom Wartenberg, die durch ihre abnorm hohen Werte für TiO_2 8,38% und Cr_2O_3 2,90% auffällt, tritt eine neue von M. DITTRICH ausgeführte mit folgenden Werten:

SiO_2 38,06, TiO_2 2,96, Al_2O_3 9,97, Cr_2O_3 0,05, Fe_2O_3 5,59, FeO 5,78, MnO Sp., $NiO + CoO$ 0,75, MgO 15,06, CaO 15,22, Na_2O 1,81, K_2O 0,94, H_2O 3,55, P_2O_5 0,57; Sa. 100,31. Spez. Gew. 3,077.

Das Auftreten melilithführender und melilithfreier Basalte läßt sich am besten durch die Annahme einer Injektion des melilithführenden Basaltes in den Nephelinbasalt erklären.

Die Verbreitung der melilithführenden Basalte in Südwest-Deutschland läßt die Annahme nicht unberechtigt erscheinen

„daß die Bildung melilithhaltiger Eruptivgesteine durch von ihren Magmen durchbrochene Sedimente von vorzugsweise kalkiger Natur wesentlich begünstigt werden möchte“.

Milch.

M. Stark: Die Gesteine Usticas und die Beziehungen derselben zu den Gesteinen der Liparischen Inseln. (Min.-petr. Mitt. 23. 469—532. 1904.)

Das Material stammt aus den Sammlungen von Erzherzog LUDWIG SALVATOR und wurde in dessen Werk „Ustica“ durch F. BECKE kurz skizziert.

Die Insel Ustica, unter 73° 11' östlich von Greenwich und 38° 42' n. Br., 67 km nordwestlich von Palermo gelegen, liegt in der Fortsetzung der Linie Salina—Filocudi—Alicudi der Liparischen Inseln; ihr gehören die beiden Gipfel Colunedda und Guardia di Miezzu, die Klippe Scuogghiu d'u Miedicu und die 5 km westliche Untiefe Sicca d'Apollu an. Eine hierzu senkrechte kleine Spalte wird durch die Untiefe Sicca di Columbaru angedeutet. Die Ansicht CORTESE's¹, daß die höchstens 250 m erreichenden Hügel den Rand eines Kraters darstellen, bezweifelt Verf., er schließt sich anderseits der Auffassung von einem Emportauchen aus submariner Lage wegen der Terrassen Contrada di Tramuntana und San Paolo an, die höhere Lage des letzteren deutet auf ruckweises Emportauchen².

Als Nachwirkungen vulkanischer Tätigkeit können die Thermen (Kiesel-Aragonit-Sinter auf Guardia di Turchi) und Pyritüberzüge auf Spalten gedeutet werden.

Gemengteile der Basalte:

1. Plagioklas. Meist basischer Labrador, in einzelnen Einsprenglingen geht der Anorthitgehalt aber über 80% hinaus. Große Einsprenglinge finden sich mehr in glasigen oder schlackigen Partien, sie sind meist nach 010 tafelig. Sie zeigen als Zeichen langsamer Bildung in der Tiefe einschlußfreie, oft auch zonenfreie oder arme Kerne, häufig korrodiert. Auf die darauffolgende einschlußreiche Zone folgt als Produkt letzter, abermals langsamer Wachstumsperiode wieder eine einschlußfreie Zone. Der einschlußreichen Zone entsprechen manche Kerne jüngerer Individuen.

Zonarstruktur ist in verschiedenen Formen entwickelt: 1. Kontinuierlich ohne oder mit basischen Rekurrenzen. 2. Scharfe Grenzen zwischen An-reichem Kern und der etwas Na-reicheren Hülle, das ist meist bei alten Einsprenglingen der Fall. 3. Auf einen Kern von mittlerem An-Gehalt folgt eine basischere Hülle, die ihrerseits normal fortschreitenden Zonenbau zeigt. Der Anorthitgehalt des Kernes liegt ungefähr in der Mitte zwischen der innersten und der äußersten Schichte der Hülle. Diese Form erklärt Verf. durch den anfangs bei langsamem Erstarren stattgefundenen Austausch zwischen Kristall und Schmelze. Als Einschlüsse

¹ Descriz. geol. petrograf. d. Isole Eolie. Rom 1892.

² Ref. macht hier auf die in letzter Zeit, also nach dem Erscheinen der Arbeit, von Ustica gemeldeten Erdbewegungen aufmerksam.

treten die übrigen Gemengteile und Glas (teilweise mit Aggregatpolarisation) auf, erstere öfters im Hohlraum, als Anzeichen der Auskristallisierung nach erfolgter Einschließung der Schmelze. Bisweilen läßt sich im Innern solcher Räume eine sehr schmale, mit der äußersten Zone übereinstimmende Feldspatschicht beobachten.

2. Olivin in Körnern oder Kristallen, letztere namentlich in Tuffen oft skelettförmig oder korrodiert. Sie sind teils tafelig nach (010), teils stabförmig nach der a -Achse. Hemimorphismus konnte nicht nachgewiesen werden; Schnitte, die unsymmetrisch begrenzt waren, lagen schief gegen die Symmetrieebenen. Die tafelige Ausbildung ist häufiger bei den eisenreichen Olivinen, diese besitzen auch höhere Doppelbrechung. ($\gamma - \alpha$ 0,0421 gegen $\gamma - \alpha = 0,0393$ bei eisenärmeren von San Paulu.) Negativer Achsenwinkel um 87° . Die vorhandene Zonarstruktur befolgt die Regel, daß die jüngeren Schichten eisenreicher (um ca. 15%) sind, entgegen der Behauptung von Doss und MICHEL-LÉVY, welche von der (auch vom Verf. beobachteten) nur im Innern auftretenden Umwandlung in das *minéral rouge* ausgehend auf Mg-reichere Hüllen schlossen. Die Orientierung dieses „*minéral rouge*“ fand Verf. übereinstimmend mit BECKE so, daß β des Olivin mit β des Umwandlungsproduktes übereinstimmt, α und γ dagegen wechselseitig vertauscht liegen. Auf Fortwachsung mit Fe-reicheren, mehr zu tafeligem Ausbildung neigenden Schichten führt Verf. eigentümliche, im Schilfe zapfenähnliche Verlängerungen an der Kante des Längsdomas zurück.

Augit. Spielt als Einsprengling eine geringe Rolle, in einem Teile des Gesteins tritt er nur in der Grundmasse auf. In den dunklen Basalten und Schlacken von Columbaru überwiegt er als Einsprengling den Olivin. Seine Eigenschaften sind die eines gewöhnlichen, zwischen gemeinem Augit und Diopsid stehenden Pyroxens. Er tritt auch als Resorptionsprodukt nach Hornblende auf.

Magnetit ist meist nur in kleinen Oktaedern oder Skeletten, selten in größeren Aggregaten vorhanden. Er ist eines der jüngeren Ausscheidungsprodukte.

Titaneisen ist nicht selten mit Olivin so verwachsen, daß seine Tafelebene // (100) des Olivins gestellt ist. Er ist gelb- bis grünbraun durchscheinend.

Apatit tritt als dünne Nadeln einschlußfrei, oder die äußeren Schichten der Plagioklase und andere Gemengteile durchspickend, oder als kurze Säulen mit stäbchenförmigen Einschlüssen auf.

Als seltene Gemengteile werden noch erwähnt: Rhombischer Pyroxen (in dem Gestein der Rutta de Partizza und von La Caleta); in ersterem mit Einschlüssen. Die optischen Eigenschaften, die bei der Besprechung der Gesteine angegeben werden, würden die Bestimmung als rhombischen Pyroxen erkennen lassen, doch ist die Angabe, daß die Interferenzfarben bis zum Gelbgrün zweiter Ordnung steigen, auffallend. In letzterem Gestein zeigt er Umwandlung in ein faseriges Mineral mit entgegengesetzter optischer Orientierung: Bastit.

Hornblende. Im Basalt von Scugghiu Columbaru und in den Tuffen randlich in Pyroxen umgewandelt, in den Bimssteinen frisch; Farbe braun, negativer Achsenwinkel 80° , $v > \rho$.

Meroxen. Im Bimsstein; Achsenwinkel $2E = 40\frac{1}{2}^\circ$, Achsen-ebene (010).

Spinell. Außer dem als Einschluß in Olivin öfters auftretenden Picotit wurde grüner Spinell in der Nähe eines korrodierten rhombischen Pyroxens und als einzelne Anhäufung beobachtet¹.

Verf. unterscheidet: A. Olivinfeldspatbasalte, worin Pyroxen als Einsprengling fehlt. B. Feldspatbasalte schlechthin, mit Pyroxeneinsprenglingen. C. Tuffe und Bimssteine. Er gibt eine tabellarische Übersicht, die, wie die vielfachen Übergänge, die zwischen den einzelnen Grenztypen vorhanden sind, bedingen, sehr wenig übersichtlich ist, gleichwohl aber hier wiedergegeben werden möge, um eine kürzere Fassung der Beschreibung zu ermöglichen.

A. Olivin- feldspat- basalt, mono- kliner Pyroxen in der Grund- masse	Südostküste Rutta dil acqua, Rutta da Pastizza, San Fran- ciscu (1 ²)	Nordwestküste Caleta, Scugghiu d'u Miedicu, Passu da Ma- donna (2)	Dunkle, feldspat- ärmere Gesteine
	Tramuntana (3)		
B. Feldspat- basalt, monoklin. Pyroxen als Ein- sprengling und in der Grund- masse	Guardia di Turchi, Guardia di Miezzu (9), Faru (10), Falcu- nara (7)	Tramun- tana (4)	Arsu (5)
	Columbaru (8) (andesitähnlich)		Currughiu
		Tramuntana, Russu, Rutticiedi, Petrerri, Madonna d. Pompei (11)	
		San Paolu-Ebene, Artu, Casa vecchia, Guardia di Miezzu	Caninu di Vuosco
	Dunkle, feldspatärmere	Helle, feldspatreichere Gesteine	

1. Gesteine der Südostküste. Dunkel, fast schwarz, Grund-
masse nur an sehr dünnen Stellen auflösbar. Holokristalline bis hypo-

¹ Die Angaben über rhombischen Pyroxen und Spinell sind der Be-
schreibung der einzelnen Gesteine entnommen. Ref.

² Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf die Reihenfolge der
Beschreibung. Die Pfeile bezeichnen Uebergänge.

kristalline Struktur unregelmäßig verteilt. Stellenweise glomeroporphyrisch. Die obenerwähnten rhombischen Pyroxene bilden eine solche Anhäufung. Mittlerer Feldspat, Labrador von etwa 60 % An. D. = 2,849 (Rutta dil acqua).

2. Nordwestküste. Den vorigen gleiche Gesteine. Als sekundäre Produkte in Hohlräumen des Basaltes von Scuogghiu d'u Miedicu Gips, von Passu da Madonna Aragonit.

Tramuntana (3), (4); Arsu (5); Currughiu (6).

3. Holokristallin porphyrisch. D. = 2,86.

4. Etwas heller. Plagioklaseinsprenglinge mit abweichender Zonenfolge und bisweilen ohne Zwillinglamellierung. In Hohlräumen Calcitperlen.

5. Graugrünlich, ähnlich dem von SABATINI beschriebenen Andesit von Contrada sastrelle.

6. Sehr feldspatreiche, grünlichgraue, dünnplattig abgesonderte Gesteine versteckt porphyrisch, häufig rhyotaxitisch. D. = 2,752.

B. Feldspatbasalte. Falcunara (7). Auswürflinge aus dem Tuff. Holokristallin, seltener hypokristallin porphyrisch. Lose Augite des Tuffs sind nach (100) verzwillingt, was bei denen des festen Gesteines selten ist.

Scuogghiu Columbaru (8). Dunkle bis graue, meist schlackige Gesteine, pyroxenreich, oft stark zersetzt. Der Kern der Plagioklase häufig gerüstförmig. Grundmasse ist grünliches Glas oder sie zeigt Aggregatpolarisation, in kompakteren Stücken körniger, mikrolithenreich.

Guardia di Turchi (9), Faru (10). Schlacken mit geflossener Oberfläche und gedrehten Fäden. Rutticiedi, Tramuntana, Russu, Petreri di Madonna di Pompei (11). Graugrünliche, schlackige Gesteine mit wenig Pyroxeneinsprenglingen, außen fein, innen großbläsig, körniger als die von Tramuntana(?). Das Gestein von Madonna di Pompei zeigt schöne porphyrische Struktur.

Guardia di Miezzu, Arsu, San Paolo, Casa vecchia (12). Grauschwarz mit weißen Sprengeln, mitunter grau bis weißgrau. Struktur intersertal bis hypidiomorph-körnig. Feldspat von sehr basischen Kernen bis zum Oligoklas gehend. Von der „Muntagna di Miezzu, Caninu di Vuosco“ stammt ein Stück mit gabbroidem Charakter; Gemengteile arm an Glaseinschlüssen; apatitreich. D. = 2,946.

Das Gestein von St. Paolo¹ wurde vom Verf. analysiert (I). Mengenverhältnis der Bestandteile²: Ilmenit 56, Apatit 36, Magnetit 346, Feldspat 6697 (und zwar Albit 3874, Anorthit 2823), Olivin 674, monokliner Pyroxen 2180. In letzterer Zahl summieren sich alle Fehler der Berechnung. Nach der Analyse wird das Gestein nach CROSS, IDDINGS, PIRSSON und WASHINGTON³ klassifiziert: II. Klasse Dosalane. 5. Ordnung Germanare. 3. Rang Alkalicalcic Andase. Subrang 4 Dosodic Andose.

¹ In der Arbeit findet sich bald die Schreibweise S. Paolo, bald Paolu, bald Paulu.

² K₂O wurde, da kein Kalifeldspat vorhanden ist, zum Albitmolekül gezogen.

³ Quantitative Classif. of Rocks.

Die Ausscheidungsfolge des analysierten Gesteines, die mit jener der anderen untersuchten Gesteine im wesentlichen übereinstimmt, ist: als erstes Produkt erscheint Plagioklas, dessen Bildung bis zur vollständigen Verfestigung andauert; nach ihm (natürlich dann im Verlaufe auch gleichzeitig) erscheint Olivin, scharf von letzterem getrennt Augit und dann erst Magnetit. Von dieser Ausscheidungsfolge finden sich Abweichungen insoferne, als bei manchen sehr dunklen Gesteinen Olivin vor dem Plagioklas sich auszuschcheiden beginnt; in augitreichen Gesteinen beginnt dieser Gemengteil sehr bald nach dem Olivin, aber nach dem Plagioklas. Als erstes Produkt tritt Olivin und Magnetit auf.

C. Tuffe und Bimssteine. Die Tuffe bedecken einen großen Teil des Flächenareals von Ustica. Die beiden untersuchten Proben vom Rapillobruch und den Petreri da Madonna di Pompei waren gleich. Sie ließen nach der Größe (haselnußgroß bis zur Grenze der Sichtbarkeit(!) der Lapilli) verschiedene Schichten erkennen. Die Lapilli sind grünlichbraun oder schwarz und führen in grünbraunem Glase Plagioklas, teils tafelig nach M, teils leistenförmig nach a, und Olivin, ferner Mikrolithen dieser Gemengteile und Trichiten, Hornblende korrodiert. Die Glasmasse, grünbraun bis honiggelb, zeigt am Rande der Hohlräume bisweilen Doppelbrechung, bisweilen auch radial gestellte Fasern mit γ in der Längsrichtung. Außer den Lapilli enthalten die Tuffe lose Kristalle von Olivin (2 mm) und Plagioklas (ca. 4 mm große Kristalle mit Magmahaut), auf der Falcunara Augitkristalle; Glasscherben und Bruchstücke der kompakten, auskristallisierten Gesteine. Als Zement der Lapilli fungiert Calcit.

Bimssteine sowie Bimssteinsand finden sich an verschiedenen Punkten der Insel; die untersuchten Proben stammen von denselben Fundorten wie die der Tuffe. Sie sind nicht langfaserig wie viele Bimssteine der Liparischen Inseln. Sie sind grauweiß und bestehen meist aus sehr dünnen Glasröhrchen und Häuten. Als Einsprenglinge führen sie Plagioklas, Biotit, Hornblende (nicht resorbiert), Olivin, Apatit, sehr selten Anorthoklas; letzterer wurde erst nach Weglösung des Glases mit HF erkannt. Pyroxen fehlt. Brechungsexponent des Glases 1,529. Die Analyse eines frischen Stückes vom Rapillobruch ergab die weiter unten stehenden Zahlen. Nach diesen zeigt der Bimsstein am meisten Ähnlichkeit, wenn auch keine Identität mit dem Pollarabimsstein von Salina (mit 65,78 SiO₂) und den „unteren“ Bimssteinen von Lipari, dem Bimsstein von Filicudi und den andesitischen Bimssteinen von Vulcano, seine nächsten Verwandten aber finden sich auf Pantellaria. Nach der amerikanischen Klassifikation fällt das Gestein unter I. Klasse Persalane, 5. Ordnung Canadare, 2. Rang Canadase, Subrang 4 Dosodic Laurvikose.

Die Gesteine Usticas zeigen große Verwandtschaft mit denen der Liparischen Inseln, namentlich jenen von Alicudi und Filicudi und jenen des Ätna. Die Gesteine der SO.- und NW.-Küste, die Olivin-Feldspatbasalte, haben jedoch in ersteren keinen Vertreter. Am Ätna finden sich wohl Laven, denen Pyroxen in I. Generation fehlt, aber sie sind gleichwohl viel pyroxenreicher als jene Usticas. Verf. hebt hervor, daß gerade die

äußersten Teile der Vulkangruppe, wenn man den Ätna hinzuzählt, etwas basischere Gesteine lieferten. Im Gegensatz zu den biotitführenden K-reicheren Gesteinen von Strombolichio, Mte. Avento auf Lipari und Vulcano zeigt der westliche Ast vorhersehend Na. Bezüglich der Gauverwandtschaft zeigen die Gesteine Usticas und die der Liparen entschieden die Zugehörigkeit zum pazifischen (Andes) Typus, mit Ausnahme der Leucitbasanite von Vulcanello und Stromboli.

Im ganzen zeigen die Liparigesteine eine größere Streuung und etwas größeren K-Gehalt als die der Anden¹. Tabellarisch wird gezeigt, daß die Mittelgebirgsgesteine bei annähernd gleichem a—f ein kleineres c und kleineres Si aufweisen. In einem kleineren Absatz wird der Pyroxen der Usticagesteine ($c : \gamma > 45^\circ$, $2V = 52^\circ$) mit jenem vom Ätna und den Liparen verglichen.

Es folgt eine Zusammenstellung der Atomzahlen und der OSANN'schen Größen a, c, f, k behufs Eintragung in das Dreieck von einer Anzahl Analysen von den Liparischen Inseln (nach BERGEAT) und des Ätna.

	I.		II.	
SiO ₂	52,46	a = 2,9	61,5	a = 13,0
TiO ₂	0,29	c = 4,0	0,2	c = 2,3
Al ₂ O ₃	17,84	f = 13,1	19,9	f = 4,7
Fe ₂ O ₃	2,39	k = 0,89	—	k = 0,92
FeO	7,11	Si = 48,4	1,6	Si = 55,7
MgO	5,64		1,1	
CaO	9,06		2,2	
Na ₂ O	3,81		7,2	
K ₂ O	1,11		2,8	
P ₂ O ₅	0,16		—	
H ₂ O	1,22		Glühverl. 4,4	
	<u>101,09</u>		<u>100,9</u>	

I. Basalt von S. Paulo.

II. Bimsstein vom Rapillobruch.

C. Hlawatsch.

A. Hintze: Beiträge zur Petrographie der älteren Gesteine des Deutschen Schutzgebietes Kamerun. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. für 1907. 28. 282—359.)

Verf. beschreibt die von FLEGEL, PASSARGE und ESCH zwischen der Küste und Adamana, nördlich des Sannage gesammelten älteren Gesteine. Eine im wesentlichen auf ESCH und PASSARGE sich stützende Schilderung des geologischen Aufbaus geht voran.

¹ Wohl mehr eine Folge genauerer Untersuchung als eine Folge engerer Grenzen. Ref.

Von kristallinen Schiefen finden sich:

Gneise, und zwar großfaserige, z. T. auch augengneisartige Orthobiotitgneise von granitischer Herkunft und feinschieferige, von Dioriten abzuleitende (Analyse 1); Amphibolgneise, teils mit, teils ohne Biotit, die als stark gedrückte Amphiboldiorite und -granite zu deuten sind; Muscovitgneise, aus Muscovitgranit entstanden; Granulite. Amphibolite, Derivate von Gabbrogesteinen; Glimmerschiefer; Phyllite; Grünschiefer von recht mannigfacher Ausbildung.

Tiefengesteine sind mit den kristallinen Schiefen eng verknüpft und werden von ihnen durch das Auftreten der gesetzmäßigen Ausscheidungsreihenfolge unterschieden.

Granitite treten in 2 Haupttypen auf: in Massiven helldunkelgrau, grobkörnig, z. T. mit Hornblende, porphyrtig, kataklastisch; in kleineren Zügen mittelkörnig, rot, wenig bis kein Biotit; Muscovitgranite; Alkaligranite, und zwar Riebeckitgranit (Analyse 2), Ägiringranit, Alkalihornblendegranit, dessen Amphibol einen kleinen normalsymmetrischen Achsenwinkel hat. Syenite: Glimmer- und Hornblendesyenite. Monzonitartiges Gestein; quarzführende Hornblende-, selten auch Augitdiorite.

Spaltganggesteine. a) Aplitische: Aplitite; Malchite; Bostonit; Quarztinguait (Analyse 3);

b) Lamprophyre: Augitkersanit; Vogesit; Camptonit. Über die genetischen Beziehungen in den Tiefengesteinen ist leider nichts bekannt.

Ergußgesteine. Keratophyre: nur in Gangform bekannt, nach der Beschaffenheit der Grundmasse in verschiedene Typen zerfallend. Porphyrite mit Biotit, Hornblende, auch Augit(?) als farbigem Gemengteil; Hypersthenporphyrite; Diabase, z. T. mit Olivin, z. T. mit Bronzit.

	1.	2.	3.
Si O ₂	63,40	68,54	73,02
Ti O ₂	0,99	0,14	0,57
Al ₂ O ₃	15,22	15,47	11,50
Fe ₂ O ₃	1,64	2,03	1,98
Fe O	4,18	2,09	2,31
Mn O	0,05	—	—
Mg O	3,82	0,21	0,11
Ca O	3,94	0,30	0,34
Na ₂ O	4,05	5,68	4,85
K ₂ O	1,58	5,75	4,64
H ₂ O	0,78	0,59	0,59
P ₂ O ₅	0,42	0,10	0,14
CO ₂	0,12	—	—
Sa.	100,19	100,90	100,05
Spez. Gew.	—	2,622	2,627

1. Schieferiger Biotitgneis (Dioritorthogneis). Faro bei Tschamba.
2. Riebeckitgranit. Auswürfling des Ekone-Sugale-Krater.
3. Quarztingwait. Gerölle aus den Mungoschnellen.
Anal. Dr. LINDNER. O. H. Erdmannsdörffer.

R. Speight: Note on a Dyke at Nugget Point. (Trans. and Proc. New Zealand Institute. 36. 477—479. 1904)

Am Nugget Point (Otago, Südinsel von Neu-Seeland) setzt in triadischen Schichtgesteinen ein Gang von quarzfreiem Porphyr auf (früher in der Literatur als Augitporphyrit bezeichnet), der 58% SiO_2 enthält und spez. Gew. 2,65 besitzt. Das Gestein ist stark zersetzt, namentlich findet sich an Stelle des ursprünglichen Mg-Fe-Minerals nur Chlorit.

Otto Wilckens.

R. Speight: Notes on some Rocks from Campbell Island. (Trans. and Proc. New Zealand Institute. 37. 552—554. 1905.)

Die Campbell-Insel (südlich von Neu-Seeland) besteht aus vulkanischen und Sedimentgesteinen von vielleicht alttertiärem Alter, die auf einer Unterlage von metamorphen Schiefern aufruhren. Sie ist, wie die anderen Inseln, in der weiteren Umgebung von Neu-Seeland ein Teil einer kontinentalen Area, die sich nach Osten und Süden ausdehnt und in jungtertiärer Zeit ganz oder teilweise über dem Meeresspiegel lag.

Dem Verf. sind zwei Gesteinsproben von der Campbell-Insel zur Untersuchung übergeben worden, von denen eine ein sehr stark zersetzter Diorit zu sein scheint, während die andere ein basisches Glas ist, das von perlitischen Sprüngen durchzogen wird und sehr viel Magnetitstaub enthält.

Otto Wilckens.

G. T. Prior: Report on the rock-specimens collected by the „Southern Cross“ antarctic expedition. (Report on the Collections of Natural History made in the Antarctic Regions during the Voyage of the „Southern Cross“. 321—332. Taf. LIII. London 1902.)

Verf. hat die Gesteine untersucht, die BORCHGREVINK von seiner Expedition nach dem Süd-Viktoralande (Antarktis) mitgebracht hat. Leider waren die Stücke nicht etikettiert, aber es ließ sich doch ermitteln, daß folgende Lokalitäten vertreten waren: Cap Adare, Duke of York Island (Robertson Bay), Geikie Land (Robertson Bay), Protection Cove bei Cape Cod (Robertson Bay), Possession Island, Franklin Island, Coulman Island, Newnes Land (Fuß des Mt. Melbourne), Fuß des Mt. Terror. Es sind in den Aufsammlungen vorhanden:

1. Granite. Dieselben stammen von Blöcken, die vom Inlandeis aus dem Viktoralande mitgebracht sind. Sie stellen zusammen mit Gneisen

und Glimmerschiefern das basale Gebirge des Landes dar. Es sind graue oder rötliche, mittel- bis grobkörnige Biotit-, Biotit-Muscovit- und Biotit-Hornblendegranite; auch porphyrische Ausbildung kommt vor. Ferner fand sich ein Aplit mit Granat und Turmalin.

2. Ein Gestein von gabbroartigem Habitus zeigt in einer Masse von farblosem saurem Labradorit dunkle Flecke, die aus Olivin, Diopsid und Biotit bestehen. Dazu kommt etwas Apatit und Ilmenit. Das Gestein erinnert an Laurdalit und ist provisorisch zum Essexit zu stellen. Die Hornblendebasalte und olivinführenden Anorthoklasgesteine (s. unten) mögen die effusive Form desselben Magmas darstellen.

3. Quarzporphyr. Neben Hälleflinten und Felsitfels kommen grobkörnige Typen vor.

4. Schiefer und Quarzsandsteine sind jedenfalls jünger als die Gneise usw., vielleicht paläozoischen Alters. Es sind die einzigen Schichtgesteine, die im Viktorialande in situ angetroffen wurden. Die Schiefer sind z. T. scharf gefaltet, und von Quarzadern durchsetzt, die die Falten mitmachen [woraus aber nicht folgt, daß es gefaltete Adern sind; denn wahrscheinlich sind diese Adern die Ausfüllung von bei der Faltung entstandenen Klüften. Ref.]. Fossilien wurden nicht gefunden. Schiefer und Sandsteine sind von blaßgrüner Farbe.

5. Basalte. Es sind meist feinkörnige, kompakte, glasige Hornblendebasalte. Gewöhnlich sind kleine basaltische Hornblenden die einzigen Einsprenglinge. Ein Gestein vom Fuß des Mt. Terror zeigt folgende Zusammensetzung (A):

	A.	B.
Si O ₂	47,40	64,13
Ti O ₂	0,63	0,65
Al ₂ O ₃	20,27	14,32
Fe ₂ O ₃	5,38	5,58
FeO	5,48	0,70
Mn O	0,17	0,12
Ca O	7,59	2,36
Mg O	2,94	0,72
Na ₂ O	5,78	5,29
K ₂ O	2,73	4,86
P ₂ O ₅	0,85	0,39
ign.	0,23	0,79
	99,45	99,91

Auf Franklin Island kommen Olivin-Enstatit-Knollen in Basalt vor, der einem Limburgit gleicht.

6. Phonolithtrachyt und Kenit. Sie gleichen Gesteinen, die von den Kanarischen Inseln und vom Kenia (Ostafrika) bekannt geworden sind. Die Analyse B gibt die Zusammensetzung eines dunklen, grünlich-braunen, kompakten, phonolithischen Trachyts mit großen Anorthoklaseinsprenglingen. Diese Gesteine ähneln sehr den Eruptivis der Umgebung

von Dunedin auf Neu-Seeland, die von alttertiärem Alter sind und auch paläozoische Schiefer durchbrechen. Die Basalte und Kenite des Süd-Viktorialandes sind wahrscheinlich Differentiationsprodukte desselben Magmas, das die Zusammensetzung eines basischen Nephelinsyenites haben mag. Da der Mt. Erebus ein noch tätiger Vulkan ist, dürfte der Ausbruch dieser Gesteine jungen Datums sein.

RITTER hat vermutet, Wilkes Land sei die südliche Fortsetzung des australischen Plateaus und die Vulkankette des Viktorialandes sei die Verlängerung der Vulkanzone Neu-Guinea—Neu-Caledonien—Neu-Seeland. Die Ähnlichkeit der alten Sedimentgesteine des Süd-Viktorialandes mit paläozoischen Gesteinen aus Viktoria (Australien) ist unverkennbar, und die jungen Ergußgesteine zeigen Analogien mit den neuseeländischen. Aus der Zeit zwischen der Bildung der paläozoischen Schiefer und der jungen Eruptiva haben wir keine Urkunden. Vielleicht kann man daraus für das Süd-Viktorialand auf eine lange Kontinentalperiode schließen, ähnlich wie sie in Afrika und Südindien bestanden hat. **Otto Wilckens.**

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

E. Harbort: Probleme der Erzlagerstättengeologie nach STELZNER-BERGEAT. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 372—387, 437—441. 1907; 16. 34—44, 71—83. 1908.)

Es wird das STELZNER-BERGEAT'sche Werk: „Die Erzlagerstätten“ gemäß seiner Bedeutung für die gesamte Lagerstättenforschung eingehend gewürdigt; insbesondere werden die Abschnitte theoretischen Inhalts als einzelne „Probleme der Lagerstättengeologie“ näher wiedergegeben.

A. Sachs.

Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands. Gruppe: Preußen und benachbarte Bundesstaaten. I. Abteilung: Rheinland und Westfalen. Lieferung I, enthaltend die 8 Blätter: Wesel, Münster i. W., Düsseldorf, Arnsberg, Köln a. Rh., Siegen, Kochem und Koblenz. Maßstab 1:200000. Herausgegeben von der k. preuß. geol. Landesanstalt, Leitung: F. BEY-SCHLAG. Bearbeitet durch H. EVERDING 1904 und 1905. (Ref. Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 1907. 323—332.)

Diese im Mai 1907 erschienene Anfangslieferung eines neuen größeren Kartenwerkes der k. geologischen Landesanstalt ist die erste Veröffentlichung derjenigen praktisch-geologischen und bergwirtschaftlichen Arbeiten, welche nach dem Arbeitsplan der preußischen geologischen Landesanstalt in Aussicht gestellt sind. Nach diesem Plane handelt es sich um die periodische jährliche Herausgabe einer Veröffentlichung mit dem Titel: Deutschlands Mineralschätze nach Vorkommen und Produktion, verglichen mit dem Auslande.

A. Sachs.

W. Lindgren: Present Tendencies in the Study of Ore-deposits. (Econ. Geol. 2. 743—762. 1907.)

LINDGREN gibt einen Überblick über die Lagerstättenforschung der letzten Jahre in allen Ländern. **O. Stutzer.**

J. E. Spurr: A Theory of Ore-deposition. (Econ. Geol. 2. 781—795. 1907.)

Die metallhaltigen Lösungen sind nach Verf. extreme Differentiationsprodukte des Magmas. Als extremste Differentiationsprodukte eines Magmas betrachtet er Pyroxenit auf der einen Seite und Quarz oder Eis auf der anderen. Die Metallelemente vereinen sich mit diesen Extremen. Zu den ultrabasischen Gesteinen geht Chrom, Platin und Nickel, zum sauren und wässerigen Magma gesellt sich Blei, Zink, Gold, Silber, Zinn etc. Auf Spalten dringen diese Bestandteile des sauren Magmas dann nach oben, und es entstehen nacheinander verschiedene Erzzone, die von unten nach oben sind:

1. Die Pegmatitzone mit Zinn, Molybdänglanz etc.
 2. Die goldhaltige Pyritzone.
 3. Die kupferhaltige Pyritzone.
 4. Die Bleiglanz-Zinkblendezone.
 5. Eine Zone, die Silber und Gold neben Antimon, Arsen, Tellur etc. enthält.
 6. Die erdige Gangzone.
- O. Stutzer.**
-

A. C. Lane: Mine Waters. (Paper read at the 13. Ann. Meeting of the Lake Superior Mining Institute. Juni 1908.)

Verf. behandelt die Gewässer der Kupfer- und Eisenerzgruben am Lake Superior. Eine sehr große Zahl chemischer Analysen wird mitgeteilt. Mit der Tiefe nimmt Calcium und Chlor in diesen Gruben zu.

O. Stutzer.

H. Lotz: Beitrag zur Kenntnis vom Alter der Siegerländer Erzgänge. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 1907. 251—253.)

1. Die Siegerländer Erzgänge sind teilweise, wenn nicht sämtlich, alten Ursprungs, mindestens devonischen Alters, da wir jüngere als oberdevonische Diabase im Rheinischen Schiefergebirge noch nicht kennen, diese aber die Eisenspatgänge bereits vorfanden und sie verändern konnten.

2. Die Eisenerzföhrung der Siegerländer Gänge scheint die ältere, die Verkieselung, die Kupferkies- und Schwefelkiesföhrung die sekundäre Erscheinung zu sein, die möglicherweise gleichzeitig oder später wie die Diabasdurchbrüche erfolgte.

3. Ein Teil der Störungen, welche die Erzgänge hier erlitten haben, muß nach dem unter 1. Gesagten auf die große Gebirgsfaltung in carbonischer Zeit zurückgeführt werden.

A. Sachs.

J. H. L. Vogt: Über die Erzgänge zu Traag in Bamle, Norwegen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 1907. 210—216.)

An der Westseite des Skienfjords, in der nächsten Nähe der südwestlichen Spitze des Kristianiagebietes findet sich im Grundgebirge ein Zug von Erzgängen. Die Gänge sind als Quarz-Brecciengänge zu bezeichnen. Die Erze sind namentlich Zinkblende und Bleiglanz (mit durchschnittlich ca. 0,05 % Silber). In mehreren der Erzgänge treten Diabasgänge auf, welche jünger als die Erzgangfüllung sind. Der Erzgangzug erstreckt sich in einer Zone von ca. 25 km Länge und ca. 5—6 km Breite an der Westseite der geologischen Grenze zwischen Silur und Grundgebirge. Die durchschnittliche Richtung der Hauptklüfte im Grundgebirge (N. 5—10° W.) ist genau parallel der durchschnittlichen Richtung des durch die besonders bedeutende Zahl von Klüften gekennzeichneten Systems in dem Silur- (und Devon-)Gebiet. Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß die Traag-Erzgänge als Verwerfungsgänge aufzufassen sind, die bei der großen Grabenversenkung des Kristianiagebietes entstanden.

A. Sachs.

Joh. Ahlburg: Die nutzbaren Mineralien Spaniens und Portugals. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 1907. 183—210.)

Eine Zusammenstellung der geologischen und wirtschaftlichen Verhältnisse der spanischen und portugiesischen Minerallagerstätten als kurze Zusammenfassung der wichtigsten über dieses Thema veröffentlichten Literatur.

A. Sachs.

B. Willis: The Mineral Resources of China. (Econ. Geol. 3. 1—36, 118—133, 1908.)

Nordchina ist charakterisiert durch alte Schichten, die von jüngeren Sedimenten überlagert sind. In Südchina herrschen kristalline Schiefer und Eruptivgesteine.

In Nordchina findet man neben Quartär jurassische Kohle; roten Sandstein des Permocarbon; carbonische Kohle, Sandsteine und Tonschiefer; präcambrische und cambro-ordovicische Schiefer und Kalksteine und präcambrische kristalline Schiefer und Granite.

Gold findet man in metamorphen präcambrischen Gesteinen in Quarzadern oder in Seifen. Eisenerz findet sich in metamorphen Sedimentgesteinen. Kohle kommt in Carbon und Jura vor, ist aber sehr überschätzt worden.

Im Red Basin sind die Hauptmineralprodukte: Kohle, Petroleum und Salz.

In Südchina kommen Kohlen von verschiedenem Alter vor (Carbon, Perm, Trias, Tertiär). Daneben findet sich Eisen, Zinn, Kupfer, Blei, Zink, Quecksilber und Gold. Diese Metalle werden teilweise abgebaut.

O. Stutzer.

A. H. Brooks u. a.: Mineral Resources of Alaska. (U. St. Geol. Survey. Bull. 345. Washington 1908.)

Im Jahre 1907 entsandte die geologische Landesanstalt 12 Partien nach Alaska, 6 für geologische Aufnahme, 4 für topographische Aufnahme und 2 zur Untersuchung der Wasservorräte.

Das wichtigste Mineral des Landes ist das Gold. Es findet sich in Seifen und Gängen. Zusammen mit Gold findet sich Silber. Kupfer findet sich meist als Kupferkies und Bornit, seltener als ged. Kupfer (Seifen). Zinn kommt meist in der Form des Cassiterites vor. Zinnkies (Stannin z. B. in der York Region) ist selten.

Der Wert der Erzproduktion im Jahre 1907 betrug 20 871 771 \$, also ca. dreimal soviel wie der ehemalige (1867). Kaufpreis für Alaska (7 200 000 \$). Von der gesamten Goldproduktion des Jahres 1907 entfallen 16,4 Millionen Dollars auf Seifen, also auf sekundäre Lagerstätten, und nur 3,2 Millionen Dollars auf primäre Goldlagerstätten (hauptsächlich Treadwell-Mine).

Nach einem allgemeinen Überblick folgen mehrere spezielle Abhandlungen:

J. P. HUTCHINS beschreibt kurz die Begutachtung und den Abbau der Goldseifen in Alaska.

CH. W. WRIGHT über den Gangbergbau im südöstlichen Alaska während des Jahres 1907.

F. H. MOFFIT und A. G. MADDREN über die Kupfererzlagerstätten von Kotsina und Chitina Valley, der dritt wichtigsten der Kupferdistrikte Alaskas.

MOFFIT's Mitteilungen über die Kupfererze des Prinz Wilhelm-Sund.

L. M. PRINDLE über das Goldvorkommen im Yukon-Tanana-Gebiete, das bis heute ein Drittel der ganzen Goldproduktion Alaskas geliefert hat.

L. M. PRINDLE, Beschreibung des Fortymile Gold-Places-Distrikt.

C. C. COVERT über Wasservorräte des Fairbank-Distriktes.

PH. S. SMITH über die Minerallagerstätten der Seward-Halbinsel.

A. KNOPF über die Zinnlagerstätten der Seward-Halbinsel.

A. KNOPF über die Lost River und Brooks Mountain Region.

F. F. HENSHAW über Wasseruntersuchungen bei Nome, Kougarok, Seward-Halbinsel.

O. Stutzer.

D. D. Cairnes: Report on a Portion of Conrad and White horse Mining Districts, Yukon. (Canada Dep. of Mines. Geol. Survey. Ottawa 1908. No. 982. 38 p.)

Verf. beschreibt die Methode seiner Aufnahme, die Transportverhältnisse, Klima, Flora, Fauna und Topographie dieses hohen Norden und geht dann zur Schilderung der geologischen Verhältnisse über. Einige Gold- und Kupfervorkommen, sowie die Kohle von White Horse und Tantalus werden beschrieben. Petrographisch wird die Gegend aus Kalksteinen, Schiefen, Graniten, Porphyren, Tuffen, Basalten und quartären Ablagerungen zusammengesetzt. Mehrere Photographien und eine geologische Karte begleiten den Text.

O. Stutzer.

D. A. Mac Alister: Geological Aspect of the Lodes of Cornwall. (Econ. Geol. 3. 363—380. 1908.)

Die Arbeit umfaßt in kurzen Beschreibungen folgende Unterabteilungen: Das Alter des Bergbaues in Cornwall; die gesamte Zinn- und Kupferproduktion von Cornwall; allgemeine geologische Übersicht; die Struktur der Erzkommen; Beziehungen zwischen Zinn- und Kupfererz und Granit; die Gangart; pneumatolytische Veränderungen und Metasomatose; die Entstehung der Erze; die Silber-Bleierzgänge; die Eisenerzgänge; Zinnseifen.

O. Stutzer.

Ch. Camsell: Preliminary Report on a Part of the Similkameen District, British Columbia. (Geol. Survey of Canada. No. 986. Ottawa 1907.)

Verf. berichtet über seine topographische und geologische Aufnahme des Similkameen-Distriktes im südlichen Britisch-Columbien. Die Abhandlung umfaßt die Abschnitte: Geographie (Klima, Lage etc.), Geschichte, Boden, Geologie (Paläozoicum, Kreide, Oligocän) und nutzbare Lagerstätten (Kohle und Kupfer).

O. Stutzer.

H. W. Turner: The Ore-deposits at Mineral, Idaho. (Econ. Geol. 3. 493—501. 1908.)

Der Grubenort „Mineral“ liegt 4 Meilen östlich vom Snake River in Washington County, Idaho. Die Hauptprodukte sind Silber- und Kupfererze. Der geologische Aufbau der Gegend wird gebildet von Diorit, Porphy, Tuff, Tonschiefer und Kalkstein, sowie jüngeren Basalten. Von Erz findet sich Pyrit, Kupferkies, Tetrahedrit, Zinkblende und Bleiglanz zusammen mit Calcit im Porphy oder in Form von Quarz-Turmalingängen im Quarz-Diorit.

O. Stutzer.

E. Ordoñez: A Brief Review of the Mining Industry of Mexico. (Econ. Geol. 3. 677—687. 1908.)

In dem Aufsätze gibt ORDOÑEZ (übersetzt von KEMP) einen kurzen Überblick über die aufblühende Montanindustrie von Mexiko.

O. Stutzer.

J. E. Spurr and G. H. Garrey: Ore Deposits of the Velardeña District, Mexico. (Econ. Geol. 3. 688—725. 1908.)

Der Velardeña-Distrikt, Durango, Mexiko, liegt nahe der Hauptlinie der Mexican International Railroad, zwischen Torreon und Durango. Die geologische Geschichte des Distriktes ist kurz folgende: Zur mittleren Tertiärzeit brachen Andesite durch Kreidekalksteine. Später folgte eine Intrusion von Diorit und nahe gleichzeitig eine Eruption von Alaskit. Kalksilikate bildeten sich am Kontakte. Gleichzeitig mit den Kalksilikaten begann auch die Bildung der Sulfide, welche aber die Bildung der Kalksilikate noch überdauerte. Hierauf folgte Absatz von Quarz und später von Calcit.

O. Stutzer.

R. Pilz: Die Erzlagerstätten von Cartagena in Spanien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 177—190.)

Es werden beschrieben: 1. geographische und allgemeine geologische Verhältnisse, 2. die Erzlagerstätten, 3. Entwicklung und heutige Lage des Bergbaus in Cartagena.

Die Bildung sämtlicher Erzlagerstätten im Distrikte von Cartagena — a) Blei-, Zink- und Kupfererzlagerstätten, b) manganfreie und manganhaltige Eisenerzlagerstätten, c) Zinnerzlagerstätten — steht in innigem Zusammenhange mit der Eruption vulkanischer Gesteine. Die während der postvulkanischen Phasen auftretenden Thermen fanden sowohl im Eruptivgesteine selbst, insonderheit aber auch in den dies umgebenden und überlagernden, äußerst gestörten Schichten der älteren Schiefer und Dolomite auf unzähligen Wegen die günstigsten Bedingungen für den Absatz der in ihnen gelösten Erze, und so entstanden je nach der Natur der Spalten des Gesteins bald echte Gänge, bald unregelmäßig begrenzte Hohlraumausfüllungen, bald schichtige Lagerstätten.

A. Sachs.

R. Schubert: Die nutzbaren Minerallagerstätten Dalmatiens. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 49—56.)

Verf. unterzieht die bisher bekannt gewordenen Erz- und Kohlenvorkommen Dalmatiens einer kritischen Zusammenfassung. Wenn betreffs der dalmatinischen Erz-, Kohlen- und Asphaltvorkommen die allzu optimistischen Hoffnungen leider keineswegs geteilt werden können, so besitzt Dalmatien andererseits Gesteine, die eingehenderer Betrachtung wert wären.

Abgesehen von den in den Triasgebieten Mitteldalmaniens nicht seltenen Gipsstöcken, sind es vornehmlich große, ja unermeßliche Mengen von zur Zementbereitung geeigneten Gesteinen, sowie die zu Bau- und dekorativen Zwecken benutzbaren Gesteine.

A. Sachs.

F. W. Voit: Übersicht über die nutzbaren Lagerstätten Südafrikas. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 137—144, 191—216.)

Es ist leider untnlich, auf die sehr interessanten Ausführungen des Verf. im einzelnen einzugehen. In der Einleitung wird zunächst die Tektonik Südafrikas besprochen. Es wird auf das gänzliche Fehlen oder die höchst dürftige Entwicklung känozoischer und mesozoischer Ablagerungen in Süd- und Zentralafrika hingewiesen. Die allerältesten Gebirgsglieder stehen in Rhodesia und Zentralafrika an, die jüngeren paläozoischen Schichten sind mehr nach der Küste zu entwickelt. Wir sehen weiter, daß eruptive Tätigkeit in Afrika eine ganz enorme Rolle gespielt hat, daß wiederholt in angemessenen Zeiträumen auf eine Periode intensiver intrusiver Tätigkeit, die sich dann in zahlreichen Nachschüben auch in den jeweiligen jüngeren Sedimentärformationen (Witwatersrandformation etc. resp. Karroformation) in Gestalt von zahlreichen Intrusivlagern und Gesteinsgängen kundgibt, eine enorme Effusivtätigkeit stattfindet. Sodann werden folgende Arten von Lagerstätten eingehend besprochen: 1. Eruptive Lagerstätten (Diamant!). 2. Schichtige Lagerstätten (goldführende Konglomerate!). 3. Pegmatite und Pneumatolysen. 4. Hydatogene Nachschübe auf Gesteinsgängen. 5. Erzgänge. 6. Erzlager und metasomatische Lagerstätten. 7. Eluviale Seifen. 8. Alluviale Seifen. [Vergl. Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 346—347, 348.]

A. Sachs.

Experimentelle Geologie.

O. Stutzer: Versuche über das Eindringen schmelzflüssiger Metallsulfide in Silikatgesteine. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 119—122.)

Metallsulfide (Bleiglanz, Zinkblende und Magnetkies) können im geschmolzenen Zustande in Silikatgesteine und Silikatminerale eindringen. Das Eindringen in letztere erfolgt auf Spaltrissen oder auf unregelmäßigen Sprüngen und Rissen. Sämtliche so entstandenen dünneren und dickeren Erzadern sind kompakt und zeigen keine poröse Struktur und keine Drusenbildung. Die Silikate selbst sind durch die Metallsulfide z. T. gar nicht verändert, z. T. sind sie randlich korrodiert (chemisch aufgelöst), z. T. auch eingeschmolzen. In den eingeschmolzenen Partien war die Bildung neuer Mineralien zu bemerken.

A. Sachs.

E. C. Sullivan: Experiments on the Separation of the Constituents of a Solution by Filtration through a Mineral Filter. (Econ. Geol. 3. 750—756. 1908.)

Verf. hat in seinen interessanten Experimenten gezeigt, 1. daß ein poröser Silikatschiefer Eisen aus Ferrisulfatlösung entfernt, 2. daß er die Säure nicht entfernt, 3. daß die Lösung aus dem Filter Basen aufnimmt, und 4. daß diese Basen an Quantität nicht genügen, um das Eisen durch doppelte Umsetzung zu entfernen.

O. Stutzer.

A. Zöllner: Zur Frage der chemischen und physikalischen Natur des Porzellans. (Inaug.-Diss. Berlin 1908. 71 p. 7 Taf.)

Verf. versuchte in sorgfältiger systematischer Arbeit einerseits die Glasbasis des Porzellans synthetisch herzustellen, andererseits die Natur der Kristallite im Porzellan zu ergründen. Die synthetische Herstellung der Glasbasis gelang nicht, aber die Versuche hierüber ergaben eine Feststellung der Wechselwirkung von Orthoklas, Tonerde, Tonsubstanz und Quarz. Geschmolzener Orthoklas löste in der Hitze des Porzellanofens bis zu 3,5% Tonerde, 14% Tonsubstanz und 60—70% Quarz, und zwar sowohl einzeln wie auch dann, wenn zwei dieser Komponenten gleichzeitig aufgelöst wurden.

Kristallite finden sich noch nicht im niedriggebrannten Porzellan bis zum Segerkegel 12 (1370°). Erst vom Segerkegel 13 (1400°) ab entstehen in der glasigen Grundmasse nadelförmige Kriställchen, die bei Segerkegel 15/16 (1430—1450°) schon zahlreich waren. Aus Zettlitzer Kaolin entstanden z. B. bei Segerkegel 15 20%, bei Segerkegel 17 sogar 28,8% dieser Kriställchen, die sich durch Behandeln der Scherben mit dreißigprozentiger Flußsäure isolieren ließen. Durch zahlreiche Analysen und durch die optische Untersuchung konnte Verf. die Angabe VERNADSKY'S bestätigen, daß es sich um Sillimanitkristalle handle. Eine Entglasungserscheinung kann diese Kristallbildung nicht sein, da ja Glas und Entglasungsprodukt nicht übereinstimmen, auch nie eine Kristallisation der ganzen Masse zu erzielen war. Durch vergleichende Untersuchungen konnte Verf. feststellen, daß auch nicht eine Zersetzung des Feldspates, sondern lediglich die der Tonsubstanz eingetreten war, und damit also die Feststellung GLASENAPP'S bestätigen, daß die Tonsubstanz bei hoher Temperatur in ein tonerdereiches kristallisiertes und ein kieselsäurereiches amorphes Silikat zerfällt. Sillimanitkristalle wurden auch im Borsäurefluß aus plastischen Tonen, aus molekularen Mengen von Tonerde- und Kieselsäurehydrat und aus künstlichem Halloysit hergestellt.

Für die Praxis ist durch diese Untersuchungen eine Einteilung der Porzellane in Hartporzellane (mit Kristalliten) und Weichporzellane (ohne Kristalliten) und die leichte Feststellung der Zugehörigkeit von Proben zur einen oder anderen Gruppe ermöglicht.

Stremme.

H. Ambronn: Über Umkristallisation und Gelbildung beim Erhärten des Zements. (Tonindustrie-Zeitung. 33. 1909. No. 28. 270—272.)

Verf. hat u. d. M. die Vorgänge studiert, die beim Erhärten von Zementbrei vor sich gehen. In den ersten Tagen bilden sich an zahlreichen Klinkerkörnchen nadelförmige und plättchenförmige Kristalle in großer Zahl. Die dünnen Nadeln wachsen in einem Kranze von vielen Hunderten aus manchen größeren Körnchen heraus. Die Nadelkränze benachbarter Körnchen greifen dicht ineinander. Die Nadeln zeigen gerade Auslöschung und in bezug auf die Längsrichtung negative Doppelbrechung. Außer ihnen bilden sich entweder an denselben Körnchen neben den Nadeln oder an nadelfreien Körnchen regelmäßige hexagonale Plättchen, die zum geringeren Teile auf der Fläche, zum größeren schief oder auf der hohen Kante liegen. Auch diese Plättchen bilden vielstrahlige Kränze, die sich mit den benachbarten innig verflechten. Sie besitzen starke Doppelbrechung und haben den Charakter einachsiger, negativer Kristalle.

Nach mehreren Tagen tritt noch eine dritte Form von Kristallen auf, ebenfalls hexagonal und mit negativer Doppelbrechung. Es sind regelmäßig ausgebildete Prismen und Platten von beträchtlicher Größe, die frei in der Flüssigkeit entstehen und allmählich ganze Gruppen von Klinkerkörnchen umschließen. Diese Kristalle bilden sich besonders schön bei Abschluß der Luft und wenn das Wasser nicht verdunstet. Bei Luftzutritt entstehen am ganzen Umkreise Sphärite von CaCO_3 , die sich in regelmäßige Kalkspatrhomboeder verwandeln.

Später beginnt eine nach der Mitte fortschreitende Ausscheidung eines Gels, die sich am besten an den Nadelkränzen beobachten läßt. Es bilden sich Reihen von kleinen Tropfen, die sich vergrößern, vereinigen und schließlich jede Nadel wie mit einem hyalinen Schlauche umgeben. Auch an den Plättchen und unveränderten Klinkerkörnchen entstehen die Tropfen. Schließlich werden alle Kristalle und Körnchen von einem Gewebe aufgequollener Fäden und Kugeln eingeschlossen. Nach dem Austrocknen bleibt der Gel als fester körniger Stoff erhalten.

Die Erklärung des Chemismus der Kristall- und Gelbildung wird nicht versucht, nur auf ähnliche andere Erscheinungen hingewiesen.

Stremme.

Topographische Geologie.

F. Ahlburg: Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. Berlin 1908. 300—317.)

Vor einigen Jahren hat bereits EMANUEL KAYSER darauf hingewiesen, daß im östlichen Teile der Lahnmulde, im Norden mit dem Dill und Lahnmulde trennenden „Silurzuge“ beginnend, eine für das Rheinische Schiefergebirge ganz auffallend flache Lagerung der Schichten herrscht. In Verbindung mit der flachen Lagerung treten große Überschiebungen auf, wie

sie KAYSER auf den Blättern Oberscheld, Ballersbach und Herborn zur Darstellung gebracht hat. Auch weiter südlich im Arbeitsgebiet des Verf.'s finden sich die gleichen Erscheinungen. Dem flachliegenden Mitteldevon sind hier mehrere schmale Unterdevonzüge eingeschaltet. Steile, unter Reduktion des Nordschenkels nach Norden übergelegte Antiklinalen. Am Nieder-Biel—Ablarer Unterdevonzug läßt sich verfolgen, wie die Antiklinale zur liegenden Falte wird, die dann nördlich der Dill Koblenzgrauwacke und Tonschiefer des unteren Mitteldevon in flacher Überschiebung auf Schalstein des oberen Mitteldevon legt. Weiter im Norden liegt der Schalstein in flacher Überschiebung auf oberdevonischem Deckdiabas, der in mehreren „Fenstern“ durch die Schalsteindecke hindurchschaut. Die Stirn der Schalsteinüberschiebung fällt nicht zusammen mit einer geradlinigen Ost-Weststörung, der Schalstein reichte einst noch weiter nach Norden, nur ist er hier auf der höher liegenden Scholle jetzt der Erosion anheimgefallen. Auch in der Gegend von Wetzlar trifft man auf ausgedehnte Überschiebungen. Am Wetzlarer Weinberg sind Oberdevonschiefer horizontal von unterdevonischer Grauwacke überlagert und diese Überschiebung läßt sich kilometerweit nach Süden an den Abhängen des Solmsbachtal verfolgen. Bei weitem die kompliziertesten Verhältnisse herrschen jedoch in dem Oberdevonzug zwischen Braunfels und Wetzlar. Der Bergbau auf das an der Grenze von Mittel- (Schalstein) und Oberdevon (Cypridinschiefer) auftretende Roteisenerzlager hat hier gute Aufschlüsse geschaffen. Im oberdevonischen Cypridinschiefer liegen zahlreiche Schollen von Schalstein und Eisenerz eingebettet, die nicht in die Tiefe fortsetzen; sie können nur durch Überschiebung in ihre jetzige Lage gebracht worden sein. Die starke Intensität der Faltung zeigt sich allenthalben in der Schuppenstruktur, die den flachen Überschiebungen noch durch nachträgliche Stauchung aufgeprägt worden ist. Außer den Überschiebungen unterscheidet AHLBURG noch folgende Störungsgruppen: Streichende Verwerfungen (SW.—NO. verlaufend), Querverwerfungen (SO.—NW. verlaufend) und SN.- und OW.-Störungen. Die Querverwerfungen beeinflussen das Kartenbild am meisten. Verschiedene Gründe, vor allem ihr Fehlen im Tertiär des Westerwaldes, bewegen den Verf., sie mit der carbonischen Faltung in Zusammenhang zu bringen, im Gegensatz zu DENKMANN, der ihnen tertiäres Alter zuschreibt. Die NS.- und OW.-Verwerfungen weisen deutliche Beziehungen zu den Basaltvorkommnissen des östlichen Westerwaldes sowie den Säuerlingen des Lahntals auf und dürften sicher tertiären Alters sein. Sie bedingen die staffelartigen Abbrüche des Westerwaldes gegen die Wetterau einerseits und das Lahntal andererseits.

Kann man sich auch aus den interessanten Einzelbeobachtungen z. T. noch kein endgültiges Bild über den Zusammenhang und die Herkunft der großen Überschiebungen machen, so ist es doch sicher, daß hier im Lahngebiet auch im paläozoischen Faltengebirge Überschiebungsdecken von mehreren Kilometer Ausmaß aus liegenden Falten hervorgegangen vorkommen. Ein tektonischer Bau ähnlich dem, wie er nach den neusten Forschungen für die tertiären Faltengebirge von alpinem Typus charakte-

ristisch ist. Es wird stets AHLBURG's Verdienst bleiben, als erster in den der Arbeit beigegebenen Profilen die schwierigen tektonischen Verhältnisse der Lahnmulde nach neuen Gesichtspunkten zur Darstellung gebracht zu haben.

H. Gerth.

W. Kilian: Sur la „fenêtre“ du Plan de Nette et sur la géologie de la Haute-Tarentaise. (C. R. Ac. des Sc. Paris. 143. 470—472. 1906.)

Am Südabhang des Col de la Laysse beobachtet man unter phyllitischen Triasmarmoren zunächst nankinggelbe Kalke (Infralias?), dann schwarze, schieferige Kalke und Telegraphenbreccie des Lias, darunter feinkristalline, weiße, rosa und gelbliche Marmore mit *Aptychus*, dann eine grobe Kalkbreccie mit Belemniten, dann wieder Telegraphenbreccie, nankinggelben Kalk und schließlich an der Basis grauen Triaskalk vom Typus des Gyroporellenkalkes.

Diese Schichtfolge gehört offenbar einer Decke oder liegenden Falte mit Briançonnaisfazies an, die ostwärts unter triadische Rauhwacken taucht, die ihrerseits die Basis der Glanzschiefer mit Grünsteinen ist, während sie westwärts unter das Massiv der Grande-Motte einschließt. Ihre Wurzel muß im Westen gesucht werden, wo die Breccienfazies des Lias und die Marbre de Guillestrefazies des Malms herrscht.

Weiter nördlich, bei Tignes und Val d'Isère, treten in der Unterlage der Glanzschiefer der Grande-Sassière ebenfalls Synklinalkerne von Telegraphenbreccie und Marmoren auf, die mit denen von Plan de Nette übereinstimmen. Auch hier also trifft man auf wahrscheinlich autochthone Falten mit Briançonnaisfazies, die nach Italien zu übergelegt sind. Diese Falten gehören der Ostflanke der axialen Carbonzone an. Bisher kannte man in diesen Gegenden nur Triaskalke.

[Vergl. die Auffassung TERMIER's, dies. Jahrb. 1909. I. -95—97-. Ref.]

Otto Wilkens.

P. Lemoine: Quelques observations sur le bord nord du massif de la Vanoise. (Remarques de HAUG et KILIAN.) (Bull. soc. géol. de France. (4.) 6. 423—430. 1906.)

Beobachtungen, die Verf. im nordwestlichen und nordöstlichen Vanoisemassiv gemacht hat, bestätigen in allen wesentlichen Punkten die Ergebnisse der TERMIER'schen Untersuchungen. Einiges Neue kann Verf. in den Einzelheiten beibringen. So hat er die enggedrängten Falten der Basis der großen liegenden Falte des Vanoisemassivs an der Valette, am Großen und Kleinen Marchet verfolgt und durch Auffindung einer Schiefer-scholle am Gipfel des Großen Marchet die stärkere Überneigung der Falte IX TERMIER's nach Südosten nachweisen können, wie sie übrigens alle Falten der Vanoise besitzen. Diese Neigung der Falten in der Zone östlich des Briançonnais nach Osten und Süden kann nicht als eine un-

bedeutende Einzelheit im Bau des Gebirges betrachtet werden und hat bisher wohl noch nicht die genügende Berücksichtigung in der Deckentheorie gefunden. —

(HAUG bemerkt hierzu, daß die Vanoiseprofile ganz anders gedeutet werden müssen, als TERMIER es getan hat, denn die „marbres phylliteux“ gehören nicht zur Trias, sondern zum Jura oder Eocän. TERMIER's Synklinalen würden Antiklinalen sein und die anscheinend nach Südosten übergelegten Falten wurzelten in Wirklichkeit auf der italienischen Seite und tauchten nach Überschreitung des permocarbonischen Massivs nach Nordwesten.

KILIAN bemerkt, daß die „calcaires phylliteux“ tatsächlich zwischen dem Triasquarzit und dem Gyroporellenkalk liegen. Sicherer Malm steht nur östlich der Vanoise am Col de la Laysse an.)

[Vergl. das vorhergehende Ref. und die Arbeit von TERMIER, die referiert ist dies. Jahrb. 1909. I. -95-. Ref.] **Otto Wilckens.**

W. Kilian et P. Lory: Sur l'existence de brèches calcaires et polygéniques dans les montagnes situées au sud-est du Mont Blanc. (C. R. Ac. des Sc. Paris. 142. 359—360. 1906.)

Zwischen dem Mt. Blanc-Massiv im Nordwesten und der Carbonzone im Südosten liegt eine Wurzelzone [vergl. dies. Jahrb. 1907. II. -441-. Ref.], innerhalb welcher sich im NW. eine Zone mit Dauphiné-, im SO. eine solche mit Briançonnaisfazies unterscheiden läßt. In der letzteren sind Breccien häufig, und zwar:

1. typische Telegraphenbreccie, also Lias, und

2. polygene Breccien mit Komponenten aus Glimmerschiefer, kristallinen Gesteinen und Kalken. Diese polygenen Breccien sind identisch mit den eogenen Breccien der Umgegend von Moutiers.

Die Decken mit exotischen Breccien, die in der Klippe von Sulens, im Chablais und in den Schweizer Voralpen auftreten, dürften daher ihren Ursprung, wenigstens z. T., in dieser Zone finden. **Otto Wilckens.**

1. E. Argand: Sur la tectonique du massif de la Dent-Blanche. (C. R. Ac. des Sc. Paris. 142. 527—529. 1906.)

2. —: Sur la tectonique de la zone d'Ivrée et de la zone du Strona. (Ebenda. 666—668.)

Im Verein mit LUGEON hat ARGAND gezeigt, daß das Dent-Blanche-Massiv in seiner ganzen Ausdehnung eine gewaltige, auf ihrer mesozoischen Unterlage schwimmende Deckscholle darstellt. Die Stirnfalte (A) dieser von ihrer Wurzel getrennten Decke findet sich auf kurze Erstreckung südlich von Evolena bei Veisivi (Visivir) erhalten. Wenn man von dem nördlichen Stirnrand der Decke südwärts vorschreitet, so begegnet man in der Masse weiter folgenden tektonischen Elementen:

- a. Synklinale des Dolin, deren mesozoischer Kern an diesem Berge erhalten ist, während er dem Gneis der Dent Perroc fehlt.
- B. Antiklinale der Aiguille de la Za.
- b. Synklinale des Mt. Collon. In dieser Mulde liegt der Otemmagletcher.
- C. Antiklinale der Bouquetins.
- c. Synklinale des Valpelline. Die mit „Gl“ bezeichneten Gesteine des Blattes XXII der geologischen DUFOUR-Karte lassen sich von den mit D bezeichneten basischen Gesteinen nicht scharf trennen. Diese Gesteine nebst den eingeschalteten Marmoren gehören z. T. wohl sicher der Trias an.
- D. Antiklinale des Faroma. Entspricht etwa dem Kamm zwischen Valpelline und Val Tournanche.
- d. Synklinale des Mt. Mary.

Südlich folgt dann die mesozoische Unterlage in der Zone Zermatt-Châtillon.

c, D und d sind stark nach Süden übergelegt. Diese Falten finden sich nicht nur in der Decke, sondern auch in deren Unterlage. So bildet die Trias der Zone Roisan—Saint Barthélemy den Kern der Gneisantiklinale des Faroma. Die Decke muß also, nachdem sie an Ort und Stelle gelangt war, gefaltet sein. In ihrer ganzen Erscheinung erinnert sie an den Fächer der französisch-italienischen Alpen.

Zu derselben Decke wie die Dt. Blanche gehört auch die Masse des Mt. Mary, Monte Emilius und die Schollen des Rafré und des Pillonet [die ARGAND und LUGEON früher als eine nächst tiefere Decke aufgefaßt haben. Ref.]. Die Wurzel dieser ganzen Decke liegt in der äußersten Zone der Sesiagneise. Die basischen Gesteine und die Kalke, die den Gneisen dieser Decke auflagern, finden sich in der Zone von Ivrea wieder, die ganz analog den Synklinalen des Collon und des Valpelline zusammengesetzt ist. Diese letzteren sind nur in sekundären Falten erhaltene Reste einer teilweise liegenden großen Synklinale, deren äußerstes Ende durch die Zone von Ivrea repräsentiert wird.

Die Zone von Ivrea muß nämlich als Synklinale aufgefaßt werden. Die nach TERMIER carbonisch-permische Serie der kristallinen Gesteine der Dent Blanche—Sesiadecke trägt die basischen Bildungen mit Kalkeinschaltungen, wie z. B. am Mt. Collon. Die Zone von Ivrea besteht aber aus ebensolchen Bildungen, die, wenigstens in ihren basalen Teilen, der Trias angehören müssen. Auch tektonische Erwägungen sprechen dafür, daß die Zone von Ivrea eine Mulde ist. Die Achsen der großen liegenden Falten erreichen im Tessiner Massiv ihre maximale Erhebung, dank deren sich die Zone von Ivrea zwischen Locarno und dem Passo San-Jorio beträchtlich verschmälert, während sie sich verbreitern müßte, wenn sie ein Sattel wäre.

Da sich die Faltenachsen jenseits des Tessiner Massivs wieder senken, so müssen Adula-, Tambo- und Surettamasse Stücke der piemontesischen Decken sein, letztere speziell wahrscheinlich der Dent Blanche—Sesiadecke.

In der Tat legt sich über diese wie jene die Zone von Ivrea nordwärts vollständig hinüber. Dieser liegende Teil der Ivreazone trägt die Granitmasse der Cima del Largo, des Julier und der Bernina. Er läßt sich durch den Septimer und das Oberhalbstein verfolgen und taucht immer unter die ostalpinen Decken unter, die also ihre Wurzeln südlich von der Zone von Ivrea haben müssen. [Mit andern Worten: die rhätische Decke im Sinne STEINMANN'S wurzelt nach der Meinung des Verf's. in der Zone von Ivrea. Ref.] Das wäre dann die Stronazone, die große Granitmassen aufweist und sich von Biella durchs südliche Tessin und Veltlin bis Edolo verfolgen läßt. TERMIER hat die Wurzelregion der ostalpinen Decken nördlich von der Ivreazone mitten im Sesiagneis durchgezogen. Das ist nicht richtig.

Otto Wilckens.

E. Argand: Contribution à l'histoire du géosynclinal piémontais. (C. R. Ac. des Sc. Paris, 142. 809—811. 1906.)

Der Habitus der Gesteine in dem Gebiete der Geosynklinale des Piemont zwischen dem Walliser Rhonetal im Norden, dem Saastal im Osten, dem Orcotal im Süden und dem Val Ferret im Westen läßt sich nach folgenden zwei Regeln charakterisieren:

1. „Der durch die Grünsteine charakterisierte Metamorphismus wächst von Außen- gegen den Innenrand der Geosynklinale.“

In den Glanzschiefern des Val Ferret, d. h. unter der Decke IV [der des Gr. St. Bernhard. Ref.], sind die Grünsteine sehr selten. In der äußern Hälfte der Zone von Evolena (Synklinale zwischen Decke IV und V) [Mte. Rosa—Gran Paradiso. Ref.] werden sie ziemlich häufig, auf der Decke V gewinnen sie sehr starke Ausbreitung und in der innern Hälfte der Zone von Evolena (Synklinale zwischen Decke V und VI) sogar die Überhand über, die Glanzschiefer, wobei massige Typen erscheinen, die dann über der Decke VI vorwiegen.

An der Basis des Glanz- und Grünschieferkomplexes findet sich stets ein Horizont mit linsenförmigen Kalken von triadischem Alter. Nach Analogie mit diesem darf man wohl die Kalklinsen des Mt. Collon, des Valpelline und der Ivreazone auch als Trias ansprechen.

2. „Der Metamorphismus des Permocarbons wächst von den Rändern der Geosynklinale gegen deren Mitte.“

Die sogenannte axiale Carbonzone, d. h. die äußeren Verzweigungen der Decke IV, zeigt schon Andeutungen der Glimmerschieferfazies, die in der Decke des Gr. St. Bernhard herrschend wird. In der Mischabel- und Valsavaranchemasse, die den inneren Teil der Decke IV darstellen, erreichen dann die Gneise eine große Entwicklung. Das Maximum der Kristallinität tritt in der Decke V auf. Der Arollagneis der Decke VI spielt schon eine weniger große Rolle, am Mt. Mary und Monte Emilius nimmt die Kristallinität ab und es stellt sich Glimmerschieferfazies ein. Im Canavese, am Fuß der oberitalienischen Tiefebene, erscheint wieder schwach metamorphes Carbon.

Die Zone Strona-Veltlin stellt offenbar eine sehr alte Masse dar. Wo dieser Horst sich dem Aar- und Gotthardmassiv am meisten nähert, wölben sich die Achsen der Decken des Piemont im Streichen auf.

Otto Wilckens.

M. Lugeon: A propos de la note de MM. CH. SARASIN et L. COLLET sur „la Zone des Cols dans la région de la Lenck et Adelboden“. (Bull. Soc. géol. de France (4.) 6. 191—192. 1906.)

Im Gegensatz zu LUGEON haben SARASIN und COLLET in ihrer ersten Arbeit [vergl. dies. Jahrb. 1908. II. -382-] der inneren Zone der Voralpen einen Aufbau aus gegen die Kalkhochalpen hin übergelegten Falten zugesprochen. Aber man darf sich nicht in der Weise auf Einzelheiten berufen, wie die Verf. es tun, ganz abgesehen davon, daß dieselben z. T. verkehrt kartiert haben. Das gelegentliche Auftreten einzelner südwärts gerichteter Antiklinalcharniere in der inneren Zone der Voralpen entkräftet nicht die Wucht zweier Argumente, die beweisen, daß diese Zone eine von Süden stammende Decke ist: 1. kennt man die Wurzel dieser Decke, deren Spuren man in allen Synklinalen der Kalkhochalpen antrifft, im Rhônetal; dieselbe verbindet sich dort mit der Zone der Bündner Schiefer; diese Decke von den Voralpen her über die Kalkhochalpen hinübergefaltet sein lassen, hieße die ganze Region der Bündner Schiefer in den Voralpen wurzeln lassen; 2. ist das Fehlen der inneren Zone bei Bex und im Val d'Iliez, wo die mittleren Voralpen dem Flysch der Kalkhochalpen direkt aufrufen, unerklärlich, wenn man die innere Zone für autochthon erklärt. Sie ist leicht verständlich, wenn man die genannte Zone als Decke auffaßt. [Vergl. übrigens dies. Jahrb. 1908. II. -388-. SARASIN und COLLET schließen sich jetzt LUGEON und SCHARDT an. Ref.]

Otto Wilckens.

M. Lugeon: La zone des Cols et la géologie du Chamosaire. (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 43. Proc. verb. XLIV. 1908.)

LUGEON vermag der von SARASIN und COLLET [vergl. dies. Jahrb. 1903. II. -388-] ausgesprochenen Ansicht, daß der Niesenflysch ursprünglich zur normalen Tertiärbedeckung der Wildhornfalte gehört hätte, nicht beizustimmen. Im Niesenflysch ist auch Mesozoicum enthalten. LUGEON und JACCARD haben am Chaussy Belemniten, ROESSINGER in den Konglomeraten von Aigremont *Inoceramus*, SCHARDT am Arbenhorn einen gut erhaltenen *Inoceramus* gesammelt. Der Niesenflysch kann somit nicht stratigraphisch über die Nummulitenschichten der Wildhorndecke gehören. Der Wildstrubeldecke kann er nicht als Tertiär angehören, weil in dieser das Eocän direkt auf Kreide in Schlammfazies liegt. Der Niesenflysch muß noch weiter aus dem Innern des Gebirges stammen als Wildhorn- und Wildstrubeldecke.

Die unteren Schuppen der inneren Voralpenzone bestehen aus denselben Formationen wie die Wildstrubeldecke, die also ihre Wurzel ist.

Man findet ja auch Reste dieser unteren Schuppen in allen Synklinalen der Wildhorndecke. In dieser Lage findet man z. B. das Cephalopodenneocom an der Plaine Morte. Die zerdrückte Kreideschuppe, die sich nach SARASIN und COLLET an den Wänden des Creux de Champ und sporadisch in der Gegend von Lauenen findet, dürfte nichts anderes sein als die berühmte Schuppe von Cephalopodenneocom der Waadtländer Alpen, die hier vor der Diablerets- und Wildhorndecke austritt.

Otto Wilckens.

Ch. Sarasin et L. Collet: Tectonique des Préalpes internes. (Arch. Sc. phys. et nat. 4. Per. 25. 500—501. 1908.)

[Erwiderung auf das Vorige.] Die Bewertung der im Niesenflysch gefundenen mesozoischen Fossilien im Sinne LUGEON's ist gewagt. Die Gesteine, in denen sie gefunden sind, können Schuppen angehören, die von oben her in den Niesenflysch eindringen.

Im Tertiär der Wildhorndecke liegen übrigens in der Lohnerkette auf den Globigerinenschiefern noch polygene Sandsteine, die dem Niesensandstein völlig gleichen.

Otto Wilckens.

M. Lugeon: Tectonique des Préalpes internes. (Bull. Soc. Vaud. Sc. nat. 44. Proc.-verb. LVII—LVIII. 1908.)

[Erwiderung auf das Vorige.] Die Fossilien beweisen, daß der Niesenflysch z. T. Kreide ist. Die feinkörnigen Niesensandsteine am Lac Lioson, in denen ein Belemnit gefunden ist, können ganz unmöglich als eine Schuppe von Mesozoicum im Flysch aufgefaßt werden. Die Niesenzone kann nicht von der Wildhorndecke stammen. Otto Wilckens.

1. **F. Rabowski:** Sur l'extension de la nappe rhétique dans les Préalpes bernoises et fribourgeoises. (C. R. Ac. des Sc. Paris. 148. 1909.)

2. **A. Jeannet:** La nappe rhétique dans les Alpes Vaudoises. (Ebenda.)

1. Auf dem Flysch der Decke der mittleren Voralpen liegen im unteren Simmentale beträchtliche Reste einer höheren Decke, in der folgende stratigraphischen Elemente auftreten: roter und grüner Radiolarit des Malm, der nach unten in graubraune kieselige Kalke übergeht; grauweiße Kalke mit *Aptychus* und Radiolarien (wahrscheinlich oberer Malm und untere Kreide); Echinodermenbreccie mit der cenomanen *Orbitulina conica*; Globigerinenschiefer und -kalke (obere Kreide). Südlich des Jaunpasses wurden zwei neue Vorkommen von basischen Eruptivgesteinen entdeckt.

Die Deckenreste treten in zwei Synklinalen auf. Die eine läßt sich von Boltigen mit Unterbrechungen bis Latterbach, die andere von Oey in

fast ununterbrochenem Zusammenhang 21 km weit bis zum Jaunpaß und Regenmoos verfolgen.

Diese Decke ist die von STEINMANN 1905 in den Voralpen nachgewiesene „rhätische Decke“. Zwischen ihr und ihrer Flyschunterlage liegt manchmal mitgerissene obere Kreide der mittleren Voralpen.

In der Tertiärmulde nördlich der Gastlosenkette finden sich auch noch an drei Stellen Schollen der rhätischen Decke, deren Auftreten somit in der äußersten Flyschmulde der mittleren Voralpen nicht an eine gleichzeitige Existenz der Brecciendecke gebunden ist.

2. Auf dem Flysch der Ayernmulde (zwischen Mt. Arvel-Malatrait einer- und den Tours d'Aï anderseits) liegen auf einer Erstreckung von etwa 6 km Sedimente von fremdartiger Ausbildung, nämlich Malmradiolarit, weißliche und hellgraue Neocomkalke mit kieseligen Partien und Lagen von schwarzem Ton mit *Aptychus*, Cenoman, dunkle Schiefer, darunter Mergelschiefer mit *Orbitulina*. Diese dunklen Schiefer bilden eine Hülle um die anderen Gesteine.

Das Cenoman erscheint in verschiedener Ausbildung, nämlich teils als feinsandige Kalke mit *Acanthoceras Mantelli* und *Orbitulina plana*, teils als mergelig-kalkige Breccie mit Brocken des eben genannten Kalkes, teils als Sandstein mit *Orbitulina conica*, teils als schwarze kompakte Kalke mit *Orbitulina concava*, teils als Konglomerat mit Radiolaritgeröllen (mit *Orbitulina* und Austern), teils als grobe monogene Breccie aus Neocomkalk, teils als Schiefer (s. oben).

Nirgends kennt man das Cenoman mit dieser Ausbildung in der Schweiz. Offenbar liegen hier Schollen der von STEINMANN in den Voralpen nachgewiesenen rhätischen Decke vor. Für diese Decke sind basische Eruptiva, Malmradiolarit, *Aptychus*-Kalk und Cenomanbreccie charakteristisch. In der Ayernmulde finden sich alle diese Gesteine mit Ausnahme der erstgenannten.

Die Brecciendecke fehlt hier. Ihre Stirn liegt weiter zurück. Die rhätische Decke ist über sie hinaus vorgedrungen. Man wird darauf rechnen können, ihre Reste auch nordwestlich des Plateaus von Les Gêts zu finden. Von dieser letzteren Lokalität [im Chablais. Ref.] kennt man ja die rhätische Decke und man kennt sie nun auch in den Waadtländer, Freiburger und Berner Voralpen. Ihre Wurzel muß weit im Süden gesucht werden.

[Die Ausführungen STEINMANN's über die Verbreitung der rhätischen Decke erfahren durch diese Entdeckungen eine glänzende Bestätigung. Fazielle Uebereinstimmung der Voralpen, der nordschweizerischen Klippen und der Gebirge, die an der Umrahmung des Prättigauer Bündner Schiefergebietes teilnehmen, ist hier wieder einmal schlagend bewiesen. JACCARD's Einwendungen gegen STEINMANN sind übrigens nun auch im Sinne des Ref. widerlegt. Vergl. dies. Jahrb. 1907. II. -442-. Ref.]

Otto Wilckens.

1. M. Lugeon et E. Argand: Sur de grands phénomènes de charriage en Sicile. (C. R. Ac. des Sc. 142. 966—968. 1906.)

2. —: Sur la grande nappe de recouvrement de la Sicile. (Ebenda. 1001—1003.)

3. —: La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre. (Ebenda. 1107—1109.)

1. Auf Grund des Studiums der geologischen Karte von Sizilien im Maßstab 1:100 000 und eines Besuches der Umgegend von Palermo haben sich die Verf. davon überzeugt, daß die mesozoischen Kalkmassen, die in den Madonien und im westlichen Sizilien sowie auf den egadischen Inseln überall aus dem niedrigen tertiären Untergrunde auftauchen, einer riesigen, mehr oder weniger komplizierten Decke angehören und als Deckschollen auf der mitteiocänen Unterlage schwimmen. Die große Ebene von Palermo und das Eocäengebiet des Oretotales sind ein Fenster. Ob es sich um eine oder mehrere Decken oder eine zerteilte Decke handelt, bedarf noch der Untersuchung. Es läßt sich in der Gegend von Palermo nachweisen, daß die Decke von Norden kommt. Die Schubmassen reichen bis in den Süden der Insel, nach Sciacca und Girgenti. Nirgends kommt das autochthone Mesozoicum unter dem Eocän ans Tageslicht.

2. Dieses Mitteleocän muß selbst auch geschoben sein. Stets umgibt oder gar umhüllt es die mesozoischen Kalke, die zusammenhangslos in Linsenform darin verstreut sind. Möglicherweise fällt der Beginn der Überschiebung ins Obereocän. Da aber auch Obermiocän mit den Klippen in Berührung tritt, so hat das Phänomen vielleicht bis in diese Zeit fortgedauert.

Die miocänen und pliocänen Transgressionen haben die Decke nach ihrer Vollendung mit Sedimenten bedeckt und sie hat an den autochthonen Faltungen teilgenommen.

Die Wurzel der Decke liegt im Tyrrhenischen Meer. Ihre Stirn ist unbekannt. Ihre Ausdehnung beträgt in Sizilien 100 km.

3. Die östlichste Deckscholle liegt im östlichen Sizilien bei S. Fratello. Unmittelbar östlich davon beginnen (silurische?) Phyllite, die ihrerseits zerstreute Partien von Mesozoicum tragen, die von transgressivem Untereocän getrennt werden. Im Mte. Judica treten Schollen von Mesozoicum, begleitet von mitteiocänem Ton auf, die man ihrer Erscheinungsform nach als Linsen betrachten muß, die ganz von dem tertiären Ton umhüllt waren. Sie sind also auch Teile der sizilianischen Decke, die sich somit auch über das heutige Ätnagebiet erstreckt haben muß. Wenn man den Südrand der Phyllite verfolgt, so begegnet man einer Zone untereocäner Tone, auf denen mesozoische Schollen schwimmen (M. Gazani, M. Mojelé u. a. bei Galati). Östlich von Mojo sieht man das Untereocän der peloritischen Fazies von Mitteleocän unterlagert. Mit anderen Worten: Die Phyllitzone schwimmt mit einer Unterlage von Untereocän auf dem Mitteleocän; sie bildet ein Stück der Wurzel der sizilianischen Decke. Wenn die Phyllitzone schwimmt, so muß der Deckenbau sich aber auch ostwärts fortsetzen und der ganze kristalline Bogen Calabriens ein Überschiebungsbogen sein. Die

westliche Fortsetzung dieses Bogens muß nördlich von Sizilien im Tyrrhenischen Meer liegen; vielleicht gehören dazu auch die kristallinen Massen des nördlichen Alger.

Otto Wilckens.

E. Haug: Sur les relations tectoniques et stratigraphiques de la Sicile et de la Tunisie. (C. R. Ac. des Sc. Paris. 142. 1105—1107. 1906.)

Zwischen der geologischen Schichtfolge von Sizilien und von Tunis zeigen sich wesentliche Unterschiede. In Tunis fehlt das marine Perm, die alpine Trias, die Klausschichten, die Kalke mit *Terebratula janitor*, das Urgon, das Rudistencenoman und -turon, während man auf Sizilien kein Senon mit Schlammfazies und keinen numidischen Oligocänsandstein kennt, die in Tunis große Verbreitung haben. Beiden Gebieten gemeinsam ist dagegen der mittlere Lias mit *T. Aspasia*, die Aargaustufe mit *Peltoceras transversarium*, das Tithon mit *Ellipsactinia* und Cephalopoden-neocom. Das Cenoman mit afrikanischer Fazies liegt im peloritischen Gebirge und in Calabrien transgressiv auf kristallinen Gesteinen.

Durch die Theorie LUGEON's und ARGANB's von der Deckenbildung in Sizilien finden diese Verhältnisse eine plausible Erklärung. Gerade die von diesen Autoren den Schubmassen zugerechneten Stufen fehlen in Tunis, während die autochthonen Sedimente Siziliens nahe Verwandtschaft mit denen der Atlasländer zeigen.

Es scheint danach, daß sich von den Überschiebungsdecken Siziliens in Tunis nichts findet. Dafür, daß sie einst vorhanden waren und nur durch die Erosion entfernt sind, dürfte PERVINQUIÈRE's Beobachtung sprechen, daß die lagunäre Trias von Tunis mit allen möglichen Formationen in Berührung tritt. In der Trias scheint eine Abscheerung zu liegen und oberhalb derselben die Schichtserie unabhängig von ihrer Unterlage gefaltet zu sein. Das läßt auf gewaltige tangentielle Druckwirkungen schließen.

Otto Wilckens.

H. Schardt: Remarques rectificatives concernant la communication de Mr. JACCARD „La théorie de MARCEL BERTRAND“. (Arch. sc. phys. et. nat. 22. 403—404. 1906.)

Bei aller Anerkennung der Verdienste M. BERTRAND's muß Verf. sich doch dagegen verwahren, daß ihm die Deckentheorie des alpinen Gebirgsbaues zugeschrieben wird, wie es JACCARD getan hat [vergl. dies. Jahrb. 1907. II. - 442-]. Dieselbe ist vielmehr durch den Verf. begründet.

Otto Wilckens.

F. Machaček: Die Alpen. (Aus der Sammlung: Wissenschaft und Bildung. 146 p. 1908.)

Das zweite Kapitel dieses allgemein verständlich geschriebenen Werkchens behandelt die geologische Geschichte und den Aufbau der

produkte eines Magmas aufzufassen sein dürften. Bei diesen Eruptionen Alpen. Es wird darin die Ausbildung der Formationen und der Bau des Gebirges in knappen Zügen geschildert. Einige sachliche Unrichtigkeiten sollten bei einer Neuauflage berichtigt werden. Die Malmzeit ist nicht der mittlere Jura (p. 13), der Verrucano nicht Carbon (p. 12). Daß die carbonischen Alpen in ihren Umrissen bereits Anklänge an das heutige Gebirge zeigen, kann man doch kaum behaupten (p. 12). Daß der Malm den Hauptanteil am Aufbau der französisch-schweizerischen Kalkzone nimmt (p. 13), ist nicht ganz zutreffend. Daß die hochmarine Trias am Rheintal unvermittelt abbricht, darf man nach der Nachweisung der ostalpinen Trias in den Giswyler Stöcken und Iberger Klippen doch nicht mehr sagen (p. 14). Das teilweise Fehlen der oberen Kreide in den französischen Alpen scheint dem Verf. nicht bekannt zu sein (p. 15). Sehr richtig sagt МАЧАЕК: „In ihrer Gesamtheit sind die Alpen kein Bruch- oder Schollenland, sondern es beherrschen tangentielle Störungen ihren Bau.“ Nachher heißt es dann leider aber: „die Ineinanderknetung und Faltung der verschiedenen Gesteine . . . fehlt in den Ostalpen“. Mit diesem Satz stehen dann so ziemlich alle Tatsachen, die Verf. selbst über die Einzelheiten des Baus der Ostalpen anführt, im Widerspruch, so z. B. der Aufbau des Sonnwendjochgebirges „aus Schichten in mehrfacher Wiederholung, also übereinandergeschobenen liegenden Falten“ (p. 26). Vom Drauzug wird gesagt (p. 28): „Das ganze Gebiet ist intensiv gefaltet . . .“ Ferner heißt es p. 29: „So erscheinen auch die Ostalpen als ein sehr mannigfach aufgebautes Gebirges, dem eine Einheitlichkeit oder Symmetrie der Anlage fehlt.“ Dabei ist auch von einer mehrfachen Faltung die Rede. Wenn Verf. geradezu sagt (p. 25): „Scheinbar fremd stehen die beiden Hauptabschnitte des Gebirge einander gegenüber, und es läßt sich noch nicht einmal sagen, in welcher Weise sich der Anschluß der beiden Teile vollzieht“, so versteht man eigentlich nicht, wie so etwas nach dem jetzigen Stande namentlich der Graubündner Geologie behauptet werden kann. Von Einzelheiten möge noch erwähnt sein, daß die Iberger Klippen nicht nur aus kristallinen Gesteinen (p. 21), die chaînes subalpines (Plural!) nicht nur aus Jurakalk bestehen.

In dem nächsten Kapitel, „Das Relief der Alpen“, ist Verf. offenbar mehr in seinem Element. Die Angabe, daß Reuß- und Rheintal mit Querverschiebungen zusammenhängen, bedarf aber wohl des Beweises.

Otto Wilckens.

N. Wing Easton: Geologie eines Teiles von West-Borneo nebst einer kritischen Übersicht des dortigen Erzvorkommens. (Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië. 542 p. 1 Atlas. 1 Mappe mit Mikrophotographien. Batavia 1904.)

Das vorliegende Werk ist eine Zusammenstellung des Verf.'s nach eigenen Aufnahmen und Beobachtungen und denen der Bergingenieure C. J. VAN SCHELLE und M. ROPESBERG. Die petrographischen Untersuchungen rühren vom Verf. her, die paläontologischen Bestimmungen von R. MARTIN

in Leiden und seinen früheren Mitarbeitern P. G. KRAUSE und FR. VOGEL, welchen Herren das Werk auch gewidmet ist.

Das kartierte Gebiet erstreckt sich zwischen dem Stromgebiet des Unterlaufes des Capnas im Süden bis zu der unter englischer Schutzherrschaft stehenden Landschaft Sarawak im Norden.

Au Formationen kommen in dem Gebiete vor: das Paläozoicum (?), das Mesozoicum in seinen 3 Gliedern, das Quartär. Tertiäre Ablagerungen sind nicht beobachtet; die Tertiärzeit ist nur in ihren Eruptivgesteinen vertreten. Ferner ist ein größere Räume einnehmender, im Alter nicht näher zu bestimmender, posttriassischer Sandstein ausgeschieden, dessen Bildung nach Ansicht des Verf.'s mehrere Perioden umfaßt und der als ein Desaggregationsprodukt von quarzitischen Quarzporphyren und Eruptivquarziten gedeutet wird. Die (mutmaßlich) paläozoischen Ablagerungen bestehen ausschließlich aus dunklen, fast blätterigen, seiden-glänzenden Tonschiefern. Sie und ein als untertriassisch gedeuteter, zum größten Teil ebenfalls aus (von den paläozoischen unterschiedlichen) Tonschiefern bestehender Gesteinskomplex sind kartographisch zusammengefaßt.

Erst die in der Hauptsache aus Sandsteinen und Schiefertönen bestehende obere Trias ist paläontologisch gekennzeichnet und wurde für sich kartographisch dargestellt.

Der Jura ist paläontologisch als Lias und sehr wahrscheinlich als Dogger sichergestellt, während der Malm paläontologisch nicht vertreten zu sein scheint. Im Lias herrschen hauptsächlich dunkle Schiefertone, im Dogger Sandsteine vor. Die Kreide ist wahrscheinlich als untere und mittlere Kreide entwickelt, sicher aber paläontologisch als Kreide erkannt. Sie setzt sich in der Hauptsache zusammen aus verschiedenartigen, z. T. dickbankigen, z. T. dünnplattigen Sandsteinen, harten Mergelkalken und untergeordnet Schiefertone.

Die gesamten Sedimente sind auf das reichste mit Eruptivgesteinen verknüpft, wovon 79 Typen beschrieben und abgebildet worden sind.

Die 79 Typen sind zu folgenden X Gruppen vereinigt worden:

Gruppe I: Basalt,

„ II: Andesit,

„ III: Propylit (jüngerer Dioritporphyr),

„ IV: Diabasdiort,

„ V: biotit-, hornblende- oder olivinführender Diabas,

„ VI: Uralit- und Epiidiabas,

„ VII: zweifellos triassischer, gewöhnlicher Diabas,

„ VIII: Diorit, Norit und Gabbro,

„ IX: Quarzporphyr,

„ X: Granit- und Quarzdiort, wozu noch kommt die

„ XI: Breccien von Eruptivgesteinen.

Die Diabasporphyrte sind bei den Diabasen mit eingerechnet.

Die obere Trias war vornehmlich die Zeit großartiger Eruptionen von sowohl sauren als auch basischen Gesteinen, die als Differenzierungs-

lassen sich zwei Perioden unterscheiden, deren jede in einen vorangehenden basischen und einen folgenden sauren Teil zerfällt:

Periode I. Basischer Teil:

- a) Diabasporphyrite der unteren Trias.
 - b) Diabasische Plagioklasporphyrite der oberen Trias.
- Saurer Teil:
- c) Granitporphyrischer Quarzporphyr.
 - d) Normaler Quarzporphyr.
 - e) Noritgranit, Quarznoritdiorit.

„ II. Basischer Teil:

- f) Uralitdiabas und Epidiabas.
 - g) Diorit, Norit, Gabbro; Olivindiabas.
- Saurer Teil:
- h) Quarzitischer Quarzporphyr und Eruptivquarzit.
 - i) Pyroxen- und Hornblendequarzporphyr.

Die an Eruptionen ärmste Zeit war der Jura, der, vielleicht mit Ausnahme des ersten Drittels, frei an Eruptionen war und ein reges organisches Leben bedingte.

Die Tektonik des Gebietes erscheint sehr einfach. Diskordanzen sowie größere Verwerfungen fehlen.

Die präjurassischen Ablagerungen sind an weitaus den meisten Orten stark gefaltet und streichen WNW.—OSO. bei einem Einfallen (im Paläozoicum) von selten weniger als 60°. Bei der Trias (unten und oben) kommen dagegen Einfallswinkel von 40—60° vor, und nach dem Jura hin zeigen die Schichten ein sehr schwaches (10—15°) Einfallen. Die große Faltung hat mithin vor dem Beginn der oberen Trias eingesetzt und war noch vor Schluß derselben beendet. Auch der Granit wurde von der großen Faltung betroffen und gehoben.

Der Jura besitzt, abgesehen von ganz lokalen Störungen, ein nur geringes Einfallen und die Kreide liegt überall ganz flach.

Die Faltung war überall begleitet, namentlich in den älteren harten Schiefen, von der Bildung steil einschließender Klüfte und flachfallender Verwerfungen. Diese wurden erfüllt von der im Gefolge der andauernden Eruptionen stark saurer Gesteine auftretenden freien Kieselsäure, und es entstanden die für die älteren Schichten so charakteristischen Quarzadern und -gänge, die sich aber immer in relativ geringer Tiefe auskeilen. Größere Verwerfungsspalten, die zu tief niedergehenden erzführenden Gängen Veranlassung hätten geben können, fehlen völlig.

Im allgemeinen ist dieser Teil West-Borneos nicht reich an Mineral-schätzen und beruhen frühere Angaben auf falscher Beurteilung. Allerdings exportierten die chinesischen Gesellschaften eine für die damalige Zeit nicht unerhebliche Menge Seifengoldes, ebenso eine größere Anzahl Diamanten von großer Reinheit, und wurde ferner lohnender Bergbau auf Antimonglanz in Sarawak hart an der Grenze von West-Borneo getrieben. aber kommerziellen Wert besitzt heute vielleicht nur das Gold. Die Menge

der übrigen nutzbaren Mineralien ist, soweit bekannt, für den Bergbaubetrieb viel zu gering.

Die nutzbaren Mineralien:

Gold. Die Träger des Goldes sind wahrscheinlich die Quarzporphyre, und zwar hauptsächlich deren übersaure Glieder bezw. die Desaggregationsprodukte dieser Gruppe, die sogen. „posttriassischen Geröllsandsteine“; in einem Falle konnte der direkte Beweis der Goldführung des Quarzporphyrs erbracht werden. Daß die in den alten Schiefen und im Granit aufsetzenden Quarzadern und -gänge sich als goldhaltig erweisen, ist weiter nicht auffällig, da sie genetisch mit den Eruptionen des Quarzporphyrs zusammenhängen. Eine Stütze für die Auffassung des Quarzporphyrs als des Trägers des Goldes wird auch in der Tatsache gefunden, daß die innerhalb der Schieferregion befindlichen Goldwäschereien nie zu solcher Blüte gelangt sind, wie die in unmittelbarer Nähe der Quarzporphyre gelegenen.

Der Goldgehalt des anstehenden Gesteins ist wahrscheinlich nicht erheblich und dürfte vielleicht nur ein Großbetrieb Nutzen versprechen.

Die Seifen scheinen erschöpft zu sein.

Das Gold ist als Freigold und an Pyrit gebunden vorhanden.

Diamant. Soweit Verf. bekannt geworden, kommt der Diamant in West-Borneo nur an drei Stellen vor, wovon eine (Oberlauf und Mittellauf des Landek) im Untersuchungsgebiet liegt; gefunden wurde er dort nur im Flußbett und in den angrenzenden Alluvionen. Charakteristische Begleitmineralien sind Korund und lokal auch Granat, wodurch sich die diamantführenden Alluvionen von den Verschwemmungsprodukten des Geröllsandsteins unterscheiden.

Das Muttergestein der Diamanten ist nicht bekannt.

Der Landekse Diamant kommt oft in schönen Kristallen von Oktaeder, Rhombendodekaeder und Hexakisoktaeder vor. Die Farbe ist wasserhell oder blaßgelblich. Weitaus die meisten Diamanten haben weniger als $\frac{1}{2}$ Karat und Steine von über 2 Karat gehören schon zu den Ausnahmen; früher scheinen aber größere Diamanten gewonnen zu sein.

Die Produktion ist stark zurückgegangen. Im Mittel wurden pro Jahr ausgeführt:

von 1876—1879	5600 Karat
„ 1880—1885	2800 „
„ 1886—1892	1500 „

Zinnober. Dieses Mineral ist von mehreren Orten bekannt geworden, aber ebenfalls nicht im anstehenden Gestein, sondern nur in Seifen in Begleitung von Gold. Verf. sucht den Ursprung des Zinnobers auch im Quarzporphyr.

Kupfer und Blei. Geschwefelte Kupfer- und Bleierze, gelegentlich auch gediegenes Kupfer- und Weißbleierz kommen in ganz geringer Menge im Gebiete des quarzitisches Quarzporphyrs vor.

Eisen. In den übersauren, an Pyrit reichen Varietäten des Quarzporphyrs finden sich an manchen Stellen größere und kleinere Klumpen, auch Schnürchen von Eisenglimmer, der nicht selten etwas Gold und Kupfererz enthält.

Molybdänglanz. Dieses Mineral kommt an zwei Stellen, unweit größerer Quarzporphyrmassive, in kleinen Schnürchen im Granit vor.

Wismutglanz. Das Erz findet sich an einer Stelle in größeren und kleineren Partien unregelmäßig eingesprengt in einer dunklen, zu meist ziemlich reichen, glimmerführenden Masse, die nicht weiter bestimmt wurde. Auch hier besteht die Gegend aus Quarzporphyr.

Verf. betrachtet die Quarzporphyre als die z. T. unmittelbaren, z. T. mittelbaren Erzbringer. O. Zeise.

J. G. Andersson: On the Geology of Grahamland. (Bull. Geol. Inst. Upsala. 7. 19—71. 6 Taf. 1906.)

„Grahamland“ nennt man jetzt die ganze, wahrscheinlich dem antarktischen Festland angehörende Halbinsel, die sich im Süden von Südamerika in nordöstlicher Richtung vorstreckt, oder auch den ganzen südlich von Südamerika gelegenen Teil der Südpolarländer. O. NORDENSKJÖLD hat gerade dies Gebiet zum Ziel der schwedischen Südpolarexpedition gewählt, weil nur aus diesem Teil der Antarktis Versteinerungen bekannt geworden waren. In der Tat lag die Winterstation der Expedition auf Snow Hill in einem an Fossilien reichen Gebiete, und die hier und anderwärts im Grahamlande von NORDENSKJÖLD und dem Verf. ausgeführten Beobachtungen erlauben es, eine geologische Karte der ganzen Gegend zu entwerfen, die, wenn auch manche Ergänzung erwünscht, Anspruch auf Richtigkeit machen kann. Man kann unterscheiden: Im Westen: 1. die Region der Faltung und der andinen Eruptiva, im Osten: 2. die Region der Ross Island-Formation, 3. die Snow Hill-Seymourinsel-Region, 4. die Cockburn-Insel. Diese Gebiete unterscheiden sich nicht nur in ihrem geologischen Bau, sondern auch in ihrem landschaftlichen Charakter.

1. Gebiet der Faltung und der andinen Eruptiva.

Es liegt im Westen und umfaßt weitaus das größte Areal des Grahamlandes und seiner Inselwelt. Die Sedimente sind hier gefaltet. In sie eingedrungen sind Eruptiva, die mit solchen der amerikanischen Kordillere übereinstimmen. Am genauesten untersucht ist das Gebiet der Hoffnungsbucht, wo Verf. mit zwei Gefährten unter den größten Entbehrungen überwintern mußte. Hier wird eine sparagmitähnliche Grauwacke von einem Riesenkonglomerat überlagert, unter dessen Komponenten die charakteristischen Eruptivgesteine des Gebietes ganz fehlen. Darüber folgt dunkler Schiefer mit einer fossilen Flora, die NATHORST als jurassisch bestimmt hat. Es sind namentlich Farne darin vertreten, so *Cladophlebis*, *Todites*, *Scleropteris*, *Thinnfeldia*, *Sphenopteris*, ferner kommen *Otozamites*, *Williamsonia*, *Pterophyllum*, *Araucarites*, *Brachyphyllum* u. a. vor. Ähu-

lichkeit besteht einerseits mit der europäischen Jura-, anderseits mit der jüngeren Gondwanafloora. Der Pflanzenschiefer wird von bunten, sauren Tuffen überlagert. Die Gletscher der Umgegend bringen Geschiebe von Quarzdiorit und Gabbro.

An der Nordwestküste des Grahamlandes zwischen Mt. Bransfield und Kap Murray kommen mannigfaltige Eruptivgesteine, vereinzelt gefaltete Sedimente mit SW.—NO.-Streichen vor. Bemerkenswert ist ein grobes Konglomerat, das zwischen Kap Karl Andreas und Kap Gunnar ansteht. Obwohl es aussieht wie eine Moräne, handelt es sich doch offenbar um ein altes Sediment. In der Gerlache-Straße hat die belgische Expedition auch fast ausschließlich Eruptivgesteine, und zwar solche von andinem Typus, angetroffen, und auf der Ostseite des Grahamlandes stehen, soviel bis jetzt bekannt ist, dieselben Gesteine an. Einzeln kommt Gneis vor.

Über die Süd-Shetland-Inseln weiß man sehr wenig. Wegen ihres dem Festlande parallelen Streichens und ihres orographischen Charakters darf man sie wohl in dieselbe Zone wie dieses rechnen. Die Süd-Orkneys bestehen aus gefalteten Sedimenten z. T. silurischen Alters. Verf. hält trotzdem einen Zusammenhang mit dem Grahamland nicht für ausgeschlossen. Man kennt leider noch nichts von der Geologie der Elephant- und Clarencegruppe, die als Bindeglied zwischen den Süd-Shetland- und Süd-Orkney-Inseln am ersten in Betracht kämen.

2. Die Snow Hill- und Seymourinsel-Schichten.

Snow Hill ist die Insel östlich des Grahamlandes, auf der sich die Winterstation der Expedition befand. Ihr größter Teil ist vom Inlandeise bedeckt; aber nach Norden streckt sich eine 6 km lange Halbinsel vor, der nordöstlich die Seymourinsel vorgelagert ist. Snow Hill und der südwestliche Teil der Seymourinsel werden aus Schichten der Kreideformation aufgebaut (Snow Hill-Schichten und die etwas jüngeren „älteren Seymour-Schichten“). Die nordöstliche Seymourinsel besteht aus tertiären Ablagerungen. Nach den Untersuchungen von KILIAN gehören die zahlreichen Ammoniten aus der Kreide größtenteils der Gattung *Holocodiscus* an, namentlich auf Snow Hill; während auf der Seymourinsel *Pachydiscus* und *Gaudryceras* die größte Rolle spielen. Die meisten Arten ähneln Senonformen der indischen Kreide, auch solche der Quiriquinakreide kommen vor. Seltener sind turone. Einige Nunataks im Inlandeise des südwestlichen Snow Hill scheinen Cenomanfossilien geliefert zu haben. Die Altersbeziehungen zwischen all den einzelnen Versteinerungsfundorten können erst nach Bearbeitung des Fossilmaterials sicher ermittelt werden. Nach den Untersuchungen von WILCKENS liegt von einer Lokalität *Lucina Townsendi* WHITE in großer Anzahl vor, und eine von der Expedition irrümlich zu den jüngeren Seymourschichten gestellter Fundort hat *Lahillia Luisa* WILCK., *Pyropsis gracilis* WILCK. und andere Formen des patagonischen Senons geliefert.

Die Basis der Cockburn-Insel besteht aus Snow Hill-Schichten, in denen hier eine Bank mit einer eigenartigen Fauna auftritt.

Auf der Ross-Insel findet sich die Kreideformation am Cap Hamilton, wo sie aus weichen Sandsteinen mit Knollen aufgebaut wird, die hier keine Versteinerungen enthalten, ferner noch am Sidney Herbert Sund an dem Cap „The Naze“ und an der Westküste.

Die tertiären „jüngeren Seymourschichten“ haben Pflanzen geliefert, unter denen nach NATHORST Farnkräuter und u. a. *Fagus*-Blätter sind. Da die Pflanzen mit marinen Versteinerungen und in fragmentärem Zustande vorkommen, so ist es nicht ganz sicher, daß sie in der Nähe wuchsen. Der nordöstliche Teil der Insel hat Versteinerungen geliefert, unter denen sich nach WILCKENS *Cucullaea alta* Sow., *Modiola Ameghinoi* v. IH., *Cominella obesa* PH. sp., *Turritella* cf. *exigua* ORTM. und andere Formen der patagonischen Molasse befinden. In diesem Tertiär haben sich auch Reste von fünf neuen Pinguin-gattungen gefunden, die WIDMAN als *Anthropornis Nordenskjöldi*, *Dachypteryx grandis*, *Eospheniscus Gunnari*, *Delphinornis Larseni* und *Ichthyopteryx gracilis* bezeichnet hat. Auch wurden zwei *Zeuglodon*-Wirbel gefunden.

3. Die Ross-Insel-Formation.

Diese in der Umgebung der James Ross-Insel verbreitete Bildung ist vulkanischer Natur und besteht aus Basalttuffen, die oft unregelmäßige Kreuzschichtung zeigen. Ferner ist hierher der Vulkan der Paulet-Insel zu rechnen, die ganz aus Olivinbasalt besteht, außerdem der Basaltgang der Snow Hill- und Seymourinsel. In der Bransfield-Straße liegen die aktiven Vulkaninseln Deception- und Bridgman-Insel. Die vulkanische Natur der letzteren ist nicht ganz sicher verbürgt.

4. Das *Pecten*-Konglomerat der Cockburn-Insel.

Auf dem Basalttuff der Cockburn-Insel liegt in geringer horizontaler Ausdehnung ein Konglomerat, in dem *Pecten*-Schalen und andere Versteinerungen vorkommen. Vielleicht handelt es sich um eine mit dem Cape Fairweather-beds gleichalterige Ablagerung.

Maximale Vereisung des Grahamlandes.

Fast alles Land ist eisüberdeckt. In der Regel sind nur steile Berg-hänge und kleine Inseln vor der Küste eisfrei. Die Bewegung des Inland-eises ist langsam, nur richtige Talgletscher fließen in der Art in die See, daß Eisbergbildung stattfindet. Tafelförmige Eisberge von antarktischem Typus entstehen jedenfalls nördlich der Linie Admiralitätssund—Südeingang der Gerlache-Straße nicht. Der Schnee wird im Winter von den rasenden Stürmen vom Inlandeis weggefegt, nur der Sommerschnee trägt zur Vermehrung des letzteren bei.

Früher war die Vergletscherung bedeutender. In der Gerlache-Straße finden sich Anzeichen dafür, daß die ganze Straße von einem Gletscher erfüllt war. An der Hoffnungsbucht liegt 2 km vom jetzigen Gletscherende entfernt ein 100 m hoher geschrammter Felsen. Auf dem nordöstlichen Plateau der Seymourinsel finden sich große erratische Blöcke. Heute ist die Insel nicht vergletschert.

Für Hebung des Landes in postglazialer Zeit spricht eine an der Cockburninsel beobachtete Terrasse in 7 m Höhe über dem Meeres-

spiegel. Auch eine Ablagerung an dem Cap „The Naze“ am Sidney Herbert Sund kann als in junger Zeit gehobene Bildung betrachtet werden.

Geographische Entwicklung der Graham-Region.

Die ältesten Gesteine des Grahamlandes von bekanntem Alter sind die jurassischen Pflanzenschichten der Hoffnungsbucht. Das Alter der Tiefengesteinsintrusionen (andinen Diorit-Gabbroreihe) läßt sich nur nach Analogie mit der patagonischen Kordillere als jungeretaceisch oder alttertiär (nach HAUTHAL) bestimmen. Die Kreideschichten sind mehr als 500 m mächtig. Nach WILCKENS muß zwischen dem Absatz der Kreideschichten von Lokalität 9 und dem der Tertiärschichten von Lokalität 11 auf der Seymourinsel ein großer zeitlicher Hiatus liegen. Im Felde wurde eine Diskordanz nicht beobachtet. Die Kreide- und Tertiärablagerungen haben Flachseecharakter. Ihr Auftreten bezeichnet also eine Senkung des Meeresbodens. Im Miocän kommen Gerölle kristalliner Gesteine vor. In den pflanzenführenden Schichten an der Basis des Tertiärs kommt Tuffmaterial vor, das aber von dem Basalttuff der Ross-Insel-Formation ganz verschieden ist und aus Augitporphyrmaterial und Glas besteht. Nach Analogie der Verhältnisse in der Sierra de los Bagnales (Patagonien) darf man annehmen, daß der Ausbruch der Basalte jünger ist als das Tertiär der Seymourinsel. Zur Zeit dieser Eruptionen war die Region Land. So haben also marine und terrestrische Bedingungen für diese Gegend gewechselt. Die heutigen Landformen mögen zwar z. T. tektonischen Ursprungs sein (Gerlache-Straße, Süd-Shetland-Inseln, Bransfield-Straße); aber viele der Wasserstraßen sind sicher vor der Hauptvereisung durch Erosion angelegt und durch diese weiter ausgebildet.

Homologie zwischen Grahamland und Südamerika.

Daß die Süd-Shetland-Inseln die Fortsetzung der südamerikanischen Kordillere darstellen, ist schon von JOHN BARROW 1831, und eine Verbindung der Süd-Sandwich-Inseln und St. Georgiens mit Südamerika von BELLINGSHAUSEN vermutet worden. 1895 hat ARCTOWSKI die Fortsetzung der Kordillere in Grahamland über St. Georgien gesucht, FRICKER hat das später noch genauer ausgeführt. Die Übereinstimmung der beiden Landmassen besteht in folgenden Punkten:

1. Die Umrisse und die Orographie des südlichsten Südamerikas und des Grahamlandes sind sich so ähnlich, daß man das eine beinahe das Spiegelbild des anderen nennen kann.

2. Der geologische Bau ist genau symmetrisch. Die typischen Tiefengesteine der Kordillere finden sich im Grahamlande wieder. Östlich derselben liegen hier und in Patagonien Kreide- und Tertiärschichten und darüber legen sich bedeutende Basalttuffmassen.

3. Beiderwärts zeigt die obere Kreide und das Tertiär gleiche Ausbildung, sind Hebungen und Senkungen gleichzeitig und gleichsinnig erfolgt. Beide Gebiete wurden am Ende der Kreidezeit landfest, sanken, um die Ablagerungen der patagonischen Molasse aufzunehmen und waren wieder Land, als die Basaltausbrüche erfolgten. Das *Pecten*-Konglomerat

der Cockburn-Insel entspricht den transgressiven jüngeren Tertiärbildungen der atlantischen Küste in Patagonien.

[Ein gemeinsamer Zug ist auch noch das Auftreten jurassischer Tuffe in der Kordillere. Vergl. meinen Aufsatz „Zur Geologie der Südpolarländer“. Centralbl. f. Min. etc. 1906. p. 177. Ref.] **Otto Wilckens.**

Stratigraphie.

Juraformation.

P. Choffat: Contribution à la connaissance du Lias et du Dogger de la région de Thomar. („Comunicações“ du Serv. géol. du Portugal. 7. 1908. 140—167. Mit 2 Textfig.)

In der vorliegenden Arbeit berichtet Verf. über die Ergebnisse seines im letzten Jahre durchgeführten Studiums des Lias der Umgebung von Thomar, welchen er 1880 nach einer flüchtigen Untersuchung als „Lias à facies espagnol“ beschrieben hat, sowie des Doggers der genannten Region.

Das Hettangien, welches bei der Kirche von Casaes auf triadischen Mergeln und Sandsteinen aufrucht, und das Sinémurien bestehen aus gelblichen, fossilarmen, dolomitischen Kalken. Das über diesen folgende Charmouthien, dessen 1880 gewählte Bezeichnung „Couches à *Pecten acuticostatus*“ jetzt vom Verf. aufgegeben wird, zerfällt in die gelblich-grauen, dolomitartigen und Bivalven und Brachiopoden führenden Mergelkalke der *Jamesoni*-Zone (Mächtigkeit $4\frac{1}{2}$ m), in das von fossilarmen, grauen oder gelblichen Mergelkalken und Mergeln gebildete Hauptniveau des *Aegoceras capricornu* (Mächtigkeit 8 m), in die das Hauptniveau des *Harpoceras Normanianum* darstellenden, fossilreichen Mergel (Mächtigkeit 12 m) und in das Hauptniveau des *Amaltheus margaritatus* (Mächtigkeit 13 m), welches unten graue Mergelkalke und oben harte, graue, gelbfleckige Kalke mit zahlreichen Molluskenarten umfaßt. Die nun folgende mergelige Schichte mit *Spiriferina rostrata*, *Aulacothyris resupinata* und *Rhynchonella tetraedra*, welche Verf. bereits für oberliassisch hält, möchte Ref. lieber zum Mittellias rechnen. Zum Toarcien gehören folgende Glieder: Gelbliche Kalke und Mergel mit *Coeloceras annulatum*, (Mächtigkeit 37 m), deren Fauna noch deutliche Anklänge an das obere Charmouthien aufweist, die durch das Erscheinen von *Harpoceras bifrons*, *Pholadomya reticulata* und *Rhynchonella toarcensis* ausgezeichneten, bivalvenreichen, hellgrauen Mergelkalke und teils festen, teils brüchigen gelben oder weißen Kalke (Mächtigkeit 70 m), ferner das durch gelbe und graue Kalke repräsentierte Hauptniveau des *Hammatoceras insigne* (Mächtigkeit 9,5 m) sowie endlich die der höheren Hälfte der *Jurensis*-Zone entsprechenden und durch das Erscheinen des Genus *Ludwigia* gekennzeichneten, festen, blau-grauen Kalke und Mergelkalke (Mächtigkeit 5,8 m). Das Aalénien wird in die grauen Mergelkalke und gelben Kalke mit Dumortierien und

Rhynchonella cynocephala (Mächtigkeit 10 m), in das Hauptniveau der Ludwigen (Mächtigkeit 10 m), welches von Mergelkalken mit zahlreichen Lamellibranchiaten gebildet wird, und die Schichten mit *Pecten pumilus* gegliedert. Zu den letzteren gehören $\frac{1}{2}$ m mächtige, blaugraue Kalke und wahrscheinlich auch gewisse gelbliche, dolomitische Kalke und graue oder dunkelgrünliche, 10 m mächtige Schiefertone. Zum Bajocien (Mächtigkeit 70 m) stellt Verf. weißliche Kalke mit Bivalven, Brachiopoden und Echinodermenfragmenten, helle, dolomitische Schichten mit Crinoiden, einen lokal auftretenden, rosaroten Kalk, gelbe Spatkalke und eine als Kluftausfüllung erscheinende Kalkbreccie.

Der Lias von Thomar unterscheidet sich von den weiter im Norden gelegenen, portugiesischen Liasablagerungen durch das fast gänzliche Fehlen von Schiefertönen, den Reichtum an Lamellibranchiaten und Brachiopoden und das stärkere Zurücktreten der Cephalopoden. Gleichwohl ist diese Differenz gegenüber der nördlichen Region in dem besprochenen Terrain viel weniger scharf akzentuiert als in den Liasgebieten südlich des Tajo (Arrabida, Santiago-de-Cacem und Algarve). F. Trauth.

A. Fucini: Ancora sopra ai marni gialli di Siena e sopra ai calcari cavernosi ed agli scisti varicolori della Toscana. (Atti della Soc. Tosc. di Sc. nat. resid. in Pisa. Mem. 24. 1908.)

In dieser kurzen Veröffentlichung sucht Verf. seine alte Behauptung, daß die gelben Marmore von Siena unterliassisch und die kavernösen Kalke und die mit ihnen verbundenen bunten Schiefer des Mt. Argentario, der sienischen Montagnola, von Mulina und anderen Lokalitäten des Mt. Pisano cretaceisch seien, gegen die Ansicht Lotrr's, der alle genannten Gesteine in die Trias stellen möchte, zu verteidigen. Die in den gelben Marmoren gemachten Ammonitenfunde beweisen untrüglich ihre Zugehörigkeit zum Unterlias. Im Gegensatz zu den in Toscana überaus weit verbreiteten kavernösen Kalken der Kreideformation kennt Verf. derartige Kalksteine rhätischen Alters mit Sicherheit nur im Ellipsoide des Mt. di Cetona. Da die z. T. sandig entwickelten bunten Schiefer petrographisch den Gesteinen des Permocarbons, mit denen sie mitunter (im SO.-Teil des Mt. Pisano und an mehreren Stellen der Catena metallifera) in Kontakt treten, gleichen können, liegt die Vermutung sehr nahe, daß sie zuweilen mit dem Permocarbon verwechselt worden sind und umgekehrt.

F. Trauth.

C. Renz: Le Jurassique en Albanie méridionale et en Argolide. (Bull. de la Soc. géol. de France. (4.) 7. 1907. 384—385.)

Verf. fand in Südalbanien zwischen Valona und Dukati sowie am Westabhang der Tschika-Kette rote Mergel und tonige Kalke des Toarciens (namentlich der *Bifrons*-Zone) auf, die faziell den oberliassischen Schichten

von Strinilla auf Korfu entsprechen und stellenweise (Westabhang der Tschika-Kette und des Bač-Gebirges zwischen Delvinon und Argyroskastron) von kieseligen Posidonienschichten überlagert werden, welche den bei Vido (Korfu) auf den *Humphriesianus*-Schichten ruhenden Gesteinen entsprechen.

Ferner wies er an verschiedenen Punkten von Argolis das Toarcien in Form toniger Kalke und roter Mergel nach, welche in einem westlich von Ano-Phanari gelegenen Tale mehrere gut erhaltene Ammoniten der Gattungen *Harpoceras*, *Hildoceras*, *Phylloceras*, *Coeloceras* und *Lytoceras* geliefert haben.

An der Basis der bei Koljaki (Argolis) auftretenden Toarcienkalke erscheinen weiße Kalksteine, welche dem Sinémurien und Charmouthien angehören dürften.

F. Trauth.

Quartärformation.

P. Friedrich: Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. (Katharineum-Progr. 79 p. 4 Taf. Lübeck 1909.)

Verf. gibt einen Überblick über die älteren und neuen Arbeiten zur Kenntnis des Lübecker Untergrundes.

1. Zechstein mit seinen Gipsen und Salzquellen resp. erbohrten Salzlagern.

2. Tertiär: Bohrungen, welche Eocän und Paläocän gefunden haben, Oligocän selten, Miocän (die lübeckischen Glimmersande und -tone sind mittelmiocän, gleichalterig den Hamburger Vorkommen).

3. Diluvium: Tabelle der Mächtigkeit und Unterkante; tiefe Erosion des Untergrundes, Vorschüttungssande unter dem Geschiebemergel lehren, daß die Gegend vor der Eiszeit ca. 100 m höher lag als jetzt. Oberer und unterer Geschiebemergel (am Brothener Ufer nur oberer), Interglazial, Endmoränen (mit mehrfachem Vorstoß des Eises). Die Lübecker Mulde zeigt folgendes Normalprofil:

Jüngster Talsand,
 Dryaston,
 oberer steinfreier oder gelber Ton,
 Talsand,
 unterer steinfreier, blauer Ton,
 Geschiebemergel,
 unterster Diluvialsand (Grundwasserhorizont),
 tertiärer Glimmersand.

Man hat hier die Absätze einer postglazialen Niederung, in der das Wasser wechselnde Stauung erfuhr. Die Untertrave existierte damals noch nicht. Kurz werden noch die Funde von Säugetierknochen und menschlichen Spuren erwähnt.

4. Alluvium: Hier werden einige Angaben SPETHMANN's u. a. z. T. korrigiert, das alte Travebett, die Entstehung des Travelaufes, die *Litorina*-

Ablagerungen besprochen und endlich der Landverlust am Brothener Ufer angegeben. Werkzeuge neolithischer Menschen und das Hochmoor von Nusse bilden den Schluß dieser Abteilung. Die folgenden Abschnitte behandeln

5. Die Stadt Lübeck.

6. Das Grundwasser.

7. Verwertung unserer Bodenschätze.

E. Geinitz.

O. v. Linstow: Über Ockerkalke in der Nähe von Kemberg bei Wittenberg. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 29. 1908. 94—97.)

Hellgelber, fossilfreier Ockerkalk mit Eisenstein, 0,8—2 m mächtig, ist kalkfreien jüngeren (Deck-)Sanden eingeschaltet, nicht glazial und nicht interglazial, in einer Unterbrechung des Aufschüttungsprozesses diluvialer Sande zur letzten Eiszeit gebildet.

E. Geinitz.

O. v. Linstow: Löß- und Schwarzerde in der Gegend von Köthen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 29. 1908. 122—144.)

Der an keine Höhenlage gebundene, nicht sehr mächtige Löß überlagert unmittelbar den unverwitterten Geschiebemergel oder diluviale Sande. Er ist stets humifiziert, was erst nach seiner Entkalkung begonnen hat; außerdem sind seine oberen Partien oft sekundär durch Pflanzen an Kalk angereichert.

Auch der zutage tretende Geschiebemergel ist humifiziert (Schwarzerde). Das Gebiet war noch bis in die 50er Jahre von sumpfigen Wiesen, resp. Wald und Weide bedeckt, daher die Humifizierung. Der Geschiebemergel ist das Produkt einer einzigen (wohl der letzten) Vereisung, ebenso wie der sich unmittelbar daran anschließende Löß einheitlicher Entstehung ist; das Muttergestein des Lösses war der noch nicht erhärtete Geschiebemergel.

E. Geinitz.

R. Struck: Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festschrift. 169 p. 24 Abbild. Lübeck 1909.

1. Orographisch-hydrographischer Überblick.

2. Das vorquartäre Gebirge: Perm, Trias, Jura, Kreide (mit Paläocän z. T.), Tertiär. Die älteren und neuen Beobachtungen finden sich hier übersichtlich und z. T. kritisch verwertet.

3. Tektonik des vorquartären Gebirges: Die Schollen stehen zu den hercynischen, erzgebirgischen und rheinischen tektonischen Systemen in Beziehung.

4. Die Quartärformation:

A. Die diluvialen Ablagerungen und ihre Gliederung: Besondere Erwähnung und kritische Beleuchtung finden Sylt und die GOTTSCHÉ'sche Annahme einer dreimaligen Vergletscherung (Verf. nimmt nur zwei Eiszeiten an), die fossilführenden Ablagerungen (das Lauenburger Torflager vielleicht als dislozierte Scholle zu betrachten?), die ehemalige Verbreitung von Wasser und Land. Die Grundmoränen und ihre Schlemmprodukte; hier werden u. a. die Korallensande und der Geschiebesand nebst Heidesand sowie die Tone näher erörtert.

B. Die Hügellandschaft des Ostens und ihre Entstehung: Endmoränenlandschaft, Drumlins. Die Hügellandschaft Lauenburgs, des nördlichen Holsteins und Schleswigs, Entstehung der Föhrden mit ihren eigentümlichen Tiefenverhältnissen („alle Föhrdentäler sind gleichzeitig successive mit den Endmoränen bei dem Rückzuge des Eises von den Schmelzwassern ausgefurcht worden“; bei ihnen sind nicht die peripheren, sondern die zentral gelegenen Teile nachträglich unter den Meeresspiegel geraten).

C. Das Sandrgebiet und seine Entstehung. Alluvium mit der *Litorina*-Senkung.

Eine Literaturübersicht ist ein willkommener Anhang.

E. Geinitz.

E. Naumann: Über eine präglaziale Fauna und über die Äquivalente der Ablagerungen des jüngeren Eises bei Jena. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 29. 1908. 167—183.)

Auf dem Galgenberg bei Jena wurde in der untersten präglazialen Saaleterrasse eine ziemlich reiche Fauna gefunden. Auf der interglazialen Saaleterrasse zwischen Kunitz und Rutha liegen mächtige Sande und Tone, z. T. fossilführend, die als Staugebilde am Rande des jüngeren Eises betrachtet werden. Von der interglazialen Saaleterrasse ist bei Jena die 10 m tiefere zu trennen. Die bei Jena höher als die unterste präglaziale Terrasse gelegenen Glazialschichten gehören nach Verf. der ältesten Vereisung an, die jene Gegend erreicht hat; das Eis dieser ältesten Vereisung hat weiter südlich gereicht als das der folgenden zweiten Vereisung. Jüngere Glazialgebilde als die Staugebilde des zweiten Eises sind bei Jena nicht beobachtet.

E. Geinitz.

O. v. Linstow: Über Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau und in Anhalt. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 29. 1908. 327—336.)

Fluviatiler Kies von südlichem Material, jünger als das unmittelbar unterlagernde Tertiär und älter als die Bildungen der (letzten) Vereisung.

E. Geinitz.

B. Dammer: Über das Auftreten zweier ungleichalteriger Lössse zwischen Weissenfels und Zeitz. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 29. 1908. 337—347.)

Der ziemlich mächtige Löß tritt über gemischtem Glazialdiluvium auf. Es fanden sich zwei durch Glazialmaterial (Sande resp. Geschiebemergel) getrennte Lößablagerungen in auskeilender Zwischenlagerung und wurden auch in typischer Grundmoräne aufgearbeitete, scharf abgesetzte Lößbrocken und Lößkindel gefunden. Die Erscheinungen werden auf Oszillationen des Eisrandes zurückgeführt.

E. Geinitz.