Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. Stübel: Der Vesuv. Eine vulkanologische Studie für jedermann. Ergänzt und herausgegeben von W. BERGT. Veröffentl. d. städt. Mus. f. Länderkunde zu Leipzig. Mit 1 Übersichtskarte, 9 Abbildungen im Text und 10 farbigen Lichtdrucktafeln. Leipzig 1909.

STÜBEL hatte sich mit der Absicht getragen, die zahlreichen, auf seinen Reisen durch ihn selbst oder durch andere auf seine Veranlassung gezeichneten Vulkanbilder, darunter auch besonders solche aus italienischen und deutschen Vulkangebenden, zu veröffentlichen. Die Herausgabe der vorliegenden zehn Bilder, die den Vesuv von verschiedenen Standpunkten aus vor der letzten Eruption von 1906 und teilweise noch im Zustande von 1878 darstellen, ist der Fürsorge seiner Schwester zu danken; der begleitende Text ist durch den Herausgeber in allem Wesentlichen unverändert gelassen worden, nur die Anfügung eines Schlußkapitels und einige sonstige Ergänzungen waren erforderlich.

In diesem nachgelassenen Werke, das so schön ausgestattet ist, wie alle früheren Schriften des Verf.'s, führt STÜBEL noch einmal, gewissermaßen angesichts des klassischen Vulkanes und wie bei einer Rundwanderung um ihn, dem Beschauer seine Theorien von den monogenen und polygenen Vulkanen, der Calderenbildung, der Panzerdecke und den peripheren Herden vor. Er geht von der Doppelgestalt des Berges aus: die Somma ist nach STÜBEL als ein monogener Vulkan nicht durch allmähliche Aufschüttung, sondern durch einen gewissermaßen katastrophentartigen Lavaausbruch entstanden; im Innern war die durch „endogene Aufstauung“ sich vergrößernde Kuppe noch glutflüssig, als sich durch einen Rückzug der Lava die ringförmige „Caldera“ bildete. Als feststehend nimmt STÜBEL ferner an, daß sich der jetzige Vesuvkegel erst im Jahre 79 n. Chr. gebildet habe, woraus sich ergäbe, daß die „Pause der erstmaligen Erschöpfung“ bis in die historische Zeit hinein gedauert und daß der „Calderen“zustand des Berges im Vergleich zur Bildungsdauer der Somma ungeheuer lang gewährt habe. „Auch aus diesem Verhalten lernen wir also, daß die Dauer

eines Ausbruches stets verschwindend klein ist gegenüber der Zeit, deren ein Herd bedarf, um aufs neue aktionsfähig zu werden.“ Eine kurze, vom Herausgeber vollendete Übersicht über die Tätigkeit des Vesuv in geschichtlicher Zeit schließt den 21 Seiten umfassenden Text.

Die Tafeln sind in der Hauptsache Kopien STÜBEL'scher Zeichnungen und zeigen die bekannte Meisterschaft des Urhebers; durch die von STÜBEL selbst scheinbar nicht herrührende, durch ihn aber noch veranlaßte Ergänzung des Vordergrundes ist wohl in einige Blätter eine Landschaftsstimmung getragen worden, die denjenigen vielleicht etwas fremd anmutet, der mit der Umgebung des Vulkans näher vertraut ist. Durch Anwendung verschiedener Farben sind die kultivierten Gebiete der Umgebung vom Bereich der vulkanischen Bildungen und unter diesen wieder ganz besonders die Somma von dem Ausbruchskegel und seinen Laven und endlich die junge Lavakuppel des Colle Umberto voneinander unterschieden worden.

In ihrer Art erinnern STÜBEL's Vesuvbilder an die Darstellung des Ätna durch SARTORIUS v. WALTERSHAUSEN. Sie werden sicherlich auch beim geologischen Unterricht ein sehr willkommenes, schönes Anschauungsmittel bilden.

Bergeat.

L. Finckh: Über den am 6. und 7. Januar 1908 in Norddeutschland beobachteten Staubfall. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 60. - 62—63-. 1908.)

Während die zuerst untersuchte sehr feinkörnige Staubprobe von Eberswalde eine auffällige Übereinstimmung mit Asche des Vulkans Santa Maria in Guatemala von dessen Ausbruch im Oktober 1902 aufzuweisen schien (vergl. dies. Jahrb. 1909. I. - 55-), erwiesen sich weitere, gleichfalls bei dem starken Wettersturz am 6. und 7. Januar 1908 in Norddeutschland niedergegangene Staubmassen als verhältnismäßig so grobkörnig, daß an eine weite Verfrachtung des Materials durch Winde nicht zu denken ist. Auch läßt sich das Material einer von Chemnitz stammenden Probe sehr leicht auf die Gesteine des sächsischen Granulitgebirges, ein großer Teil des Materials im norddeutschen Flachland gesammelter Proben auf kristalline Geschiebe zurückführen, so daß die zu einem Vergleich mit der Asche des genannten Vulkans Veranlassung gebende Staubprobe von Eberswalde wohl lediglich ein sehr feinkörniges Seigerungsprodukt ist, dessen überaus geringe Korngröße die Bestimmung der einzelnen Komponenten sehr erschwerte.

Milch.

G. K. Gilbert: The California Earthquake of 1906. (Amer. Journ. of Sc. 177. 48—52. 1909.)

Verf. bespricht den bisher erschienenen ersten Band des großen von der staatlichen Erdbeben-Kommission herausgegebenen Werkes, das unter Mitarbeit zahlreicher Gelehrter, unter ihnen auch Verf., von A. C. LAWSON herausgegeben wird (The California Earthquake of April 18. 1906. 1. XVIII

u. 451. 146 Tafeln, Atlas mit 25 Karten, 15 Tafeln, Seismogrammen. Washington D. C. 1908, veröffentlicht von dem Carnegie-Institut). Das wichtigste Ergebnis ist die Tatsache, daß längs einer NW.—SE. streichenden, auf 190 miles von San Juan bis Point Arena oberflächlich nachzuweisenden, vertikal fallenden Verwerfung Horizontalverschiebungen von 8—15 Fuß bei nur überaus geringen Vertikaldislokationen nachzuweisen sind. Das Gebiet südwestlich von der Verwerfung wurde nach NW., das nordöstlich von ihr liegende nach SO. geschoben. Die Zonen stärkster Verschiebung sind auf Gebiete, die auf beiden Seiten der Verwerfung unmittelbar benachbart sind, beschränkt; dieser Umstand wie die gesamte Verteilung der Dislokationen entspricht nicht den Verhältnissen, wie sie bei einem Hinabreichen der Verwerfung durch eine feste Kruste hindurch bis in eine flüssige Unterlage zu erwarten waren. Für die Ergebnisse der Untersuchungen muß auf ein ausführliches Referat des großen Werkes verwiesen werden.

Milch.

F. A. Perret: Preliminary Report on the Messina Earthquake of December 28, 1908. (Amer. Journ. of Sc. 177. 321—334. 13 Fig. 1909.)

Verf., ehemals Mitarbeiter am Vesuv-Observatorium, gibt einen vorläufigen Bericht über seine Untersuchungen, die er als Vertreter des Amerikanischen Konsulats vom 31. Dezember an in Messina angestellt hat.

Dem großen Erdbeben gingen durch mehrere Wochen mehr oder weniger heftige Stöße in der Umgebung der Straße von Messina voran, besonders stark am 5. November und 10. Dezember. Genau 24 Stunden vor dem Hauptbeben zeichnete der Seismograph in Messina eine starke Erdbewegung auf.

Ätna und Stromboli waren am 25. Dezember ungewöhnlich lebhaft tätig; während des Hauptbebens und unmittelbar nachher wiesen sie keine besonderen Erscheinungen auf.

Das Hauptbeben setzte 5.20 A. M. 28. Dezember ein und dauerte ungefähr 32 Sekunden, seine Stärke stand zwischen dem 9. und 10. Grad der Mercalli-Skala.

Das Epizentrum lag am Nordende der Straße von Messina oder ein wenig nordöstlich von diesem; das Zentrum kann nicht sehr tief gelegen haben (15 km oder weniger), weil die Intensität des Bebens mit der Entfernung vom Epizentrum sehr schnell abnimmt.

Das der Zerstörung unterworfenen Gebiet reicht im Norden bis Palmi, im Süden bis Ali, appr. 20 miles in jeder Richtung.

Die Isoseismen zeigen elliptische Gestalt; die längere Achse liegt nordnordöstlich—südsüdwestlich.

In dem Gebiet stärkster Erschütterung zeigten sich an der Oberfläche Wellen, deren Gestalt in wellenförmigen Erhebungen und Senkungen des Pflasters am Quai erhalten geblieben ist (Fig. 5 auf p. 326).

In der Nacht zum 28. Dezember stieg das Barometer um 5 mm, erreichte sein Maximum um 9 A. M. und fiel im Laufe des Tages um 10 mm.

„The moon was nearing its quadrature position of the 29th and had just passed its perigee, these conditions producing the ‚Terrestrial Maximum‘ of December 28th on the writer's astroseismic curve for 1908. This combination was preceded by three very favorable luni-solar positions during the month of December, and this fact had led the writer to expect some important volcanic or seismic event before the close of the year“ (322, 323).

Das Erdbeben verursachte eine Seewelle, die Messina 2–3 Minuten nach dem Stoß, San Giovanni einige Minuten später erreichte. In Schisò (Naxos) kam sie nach 35 Minuten, in Malta nach 115 Minuten an. In Messina war die Höhe der Welle höchstens 3 m, in Reggio war sie etwas größer, ihr Maximum wurde in der Nähe von Taormina beobachtet, aber auch hier war die Höhe nicht bedeutend.

Einige Sekunden vor dem Hauptstoß vernahmen Ohrenzeugen ein Geräusch wie von einem fernen Sturmwind, das schnell anwuchs und beim Eintritt des Erdbebens in Tosen und Heulen überging; alle vom Verf. beobachteten späteren Stöße waren von Schallphänomenen begleitet.

Beobachter in Taormina berichten von einer Lichterscheinung über Messina unmittelbar vor dem Erdbeben; in Messina selbst blieb es dunkel.

Die herrschende Richtung der Bewegung war in Messina und in Villa San Giovanni NO.—SW.

Sinken einer Scholle war nicht nachzuweisen; nach den vorläufig bekannt gewordenen Tatsachen glaubt Verf. überhaupt, daß nennenswerte physikalische Veränderungen an der Erdoberfläche durch dieses Erdbeben nicht stattgefunden haben.

Verf. bespricht sodann die Art der Zerstörung der Gebäude und die Lehren, die sich für den Hausbau in Erdbebengebieten ergeben und gibt eine Beschreibung der von ihm in Messina vom 2.—7. Januar beobachteten Erdstöße.

Als Ursache der calabrischen Erdbeben nimmt er mit MERCALLI Bewegungen eines in der Tiefe der Erdrinde befindlichen Magmas an, so daß sie zu den „intervulkanischen“ Beben gehören, die ihrem Wesen nach tektonisch sind; er spricht die Vermutung aus, daß alle tektonischen Beben ihre Ursache vielleicht in magmatischen Intrusionen haben.

Milch.

Petrographie.

A. Frentzel: Essexit im Bayrischen Wald. (Vorläufige Mitteilung.) (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 60. -240—243- 1908.)

Im Granit von Hauzenberg fanden sich keine Ganggesteine, die gestatteten, dieses Gestein mit Sicherheit der Alkalikalkreihe, oder, was dem Verf. wahrscheinlicher ist, der Alkalireihe zuzuweisen, wohl aber fanden sich weiter nordwestlich im grobkörnigen Granit (GÜMBEL's Kristallgranit) zwischen Tittling und Schönberg als Essexittypen bezeichnete Gesteine.

In dem ziemlich grobkörnigen, glänzend schwarzen Gestein, das sich in Blöcken bei Trautmannsdorf im Felde fand, herrschen die femischen Bestandteile vor: lichtgrün durchsichtiger Augit, bis zu 1 cm große Hornblende (α fahllederbraun, β olivbraun, γ olivbraun etwas in das Grüne spielend) und Biotit (braun in zersplißten Leisten) finden sich in inniger Ver- und Durchwachsung; die Plagioklase, teils basischer Andesin, teils Labradorit, überwiegen bei weitem den Kalifeldspat, der in ganz geringer Menge die Zwischenräume zwischen den übrigen Gemengteilen ausfüllt. Hinzu treten sehr wenig Erzkörner, sehr zahlreiche sekundäre Titanitkörnchen, reichlich Apatit in ovalen Körnern.

Ein feinkörnigeres Gestein findet sich als Gang von mehreren Metern Mächtigkeit im „Passauer Waldgranit“ in einem Steinbruch am Golgenreuter Berg an der Straße von Perlesreut nach Fürsteneck; in ihm tritt Hornblende hinter Augit zurück und Kalifeldspat ist weit reichlicher vorhanden.

Mit diesem nahe verwandt, nur durch höheren Plagioklas- und Hornblendegehalt sowie reichliche Pyrit- und Titanmagnetitführung unterschieden ist das Gestein eines 6—8 m mächtigen Ganges im Steinbruch der Gemeinde Haselbach zwischen Schönberg und Perlesreut. Die von G. VERVUERT ausgeführte Analyse ergab: SiO_2 44,87, TiO_2 4,71, Al_2O_3 14,05, Fe_2O_3 2,03, FeO 7,79, MnO 0,07, MgO 8,87, CaO 9,76, Na_2O 4,65, K_2O 2,31, Glühverlust 0,62, P_2O_5 0,27, S 0,23; Sa. 100,23.

Selten über 10 cm mächtige, grobkörnige Gänge von Plagioklas, Glimmer, Augit und Hornblende in dem Haselbacher Bruch werden als Essexitpegmatite bezeichnet. Milch.

J. E. Hibsich: Über den Aufbau des Böhmisches Mittelgebirges. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 60. -195—200-. 1908.)

Auf die überaus übersichtliche Zusammenfassung der Geologie des Böhmisches Mittelgebirges, die Verf. in seinem als Einleitung zu den Exkursionen der deutsch. geol. Ges. 1908 gehaltenen Vortrag gegeben hat, kann hier nur hingewiesen werden, da über die zugrunde liegenden Arbeiten in dies. Jahrb. ausführlich berichtet worden ist; nur auf die Mitteilungen über die Eruptionen soll hier kurz eingegangen werden.

Die vom Oberoligocän bis ins Miocän währenden Eruptionen sind an ein grabenförmiges Senkungsfeld südlich vom Erzgebirge gebunden; sie waren am heftigsten und anhaltendsten dort, wo der alte paläozoische Bruch, der das Elbtalgebirge vom Erzgebirge trennt und im allgemeinen analog der Lausitzer Verwerfung verläuft, den Mittelgebirgsgraben von Nordwest nach Südost quert.

„Das Eruptionsfeld war aufgetrieben und gelockert. Das Erzgebirge ist im gehobenen Zustand verblieben, ja noch weiter aufgetrieben worden, während im Mittelgebirgsgraben Einbrüche erfolgten. Dadurch ist es dem

Magma leicht möglich geworden, auf den wunden Stellen aufzusteigen. Die kristallinischen Schiefer des Grundgebirges wurden teils aufgeblättert, teils wie die Nichtschiefer und die überlagernden Sedimente an den Stellen des geringsten Widerstandes durchgeschlagen“ (p. -198-).

Es gelangten nur solche Magmen zur Eruption, die sich im Stadium des Erstarrens befanden, ein Beweis für die Richtigkeit der Auffassung TAMMANN's von den Erstarrungsvorgängen in Magmen in der Umgebung der Zone des maximalen Schmelzpunktes.

Aus dem Umstand, daß neben den an Brüche gebundenen, lang andauernden und heftigen Eruptionen viele Hunderte von kleineren Vorkommen scheinbar an gänzlich ungestörten Stellen die sedimentäre Unterlage durchbrechen, will Verf. nicht auf eine Unabhängigkeit dieser Eruptionsstellen vom tektonischen Bau der Erdkruste schließen: „die Eruptionen erfolgten an den Stellen des geringsten Widerstandes an der unteren Seite der Erdkruste“, den Fugen im untersten Teile des Grundgebirges, die durch die verhältnismäßig sehr dünnen Oberflächensedimente nur verhüllt sind.

Milch.

J. E. Hibsich: Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges. Blatt VII.: Teplitz—Boreslau. (Min.-petr. Mitt. 27. 1—104. 1908.)

Die südöstliche Ecke des Kartenblattes Teplitz wird von einem oligocänen Horste eingenommen, der ringsum von Brüchen umgeben ist. Von älteren als cenomanen Gesteinen treten nur einzelne Klippen von Gneis (in der „Fohle“ bei Ratsch), sowie der bekannte Porphyr von Teplitz, der dem Perm angehört, auf, der größte Teil des Gebietes wird von oligocänen und miocänen Letten und Sanden, mit Braunkohlenflözen, bezw. von den im Oligocän und Miocän ausgebrochenen Eruptivgesteinen bedeckt. Um den eigentlichen petrographischen Teil der Arbeit zusammenzuschließen, sei der die Sedimente der Kreide und des Tertiärs behandelnde Teil vorher kurz angeführt.

Von den Schichten der Kreideperiode treten nur cenomane und oberturone Ablagerungen im Kartengebiet auf. Erstere werden durch Konglomerate von Porphyrgeröllen, auf der Nordseite der Stephanshöhe auch von Sandsteinen, eventuell auch Hornsteinen vertreten und sind meist auf Klüfte und Vertiefungen des Porphyrs beschränkt; letztere durch die kalkärmeren Mergel mit *Inoceramus Cuvieri* und die kalkreicheren mit *Scaphites Geinitzi*. Diese Schichten sind in der Nähe des Quarzporphyrs durch Zuführung von SiO_2 , vielleicht durch Zersetzung des Quarzporphyrs entstanden, zu „Hornsteinpläner“ umgewandelt. Das Verzeichnis der Fossilien wolle im Original nachgesehen werden. Die Gesamtmächtigkeit der oberturone Ablagerungen beträgt ca. 200 m, sie sind durch mannigfache Brüche tertiären Alters in Schollen zerteilt, in der Gegend von Boreslau treten sie in einer Höhe von 420 m, bei Stürbitz in 320 m Seehöhe mit 8—10° NW.-Fallen, im Kohlengebiet von Schallan untertags bei

206 m Seehöhe auf. Unter diesem Schichtenkomplex von Oberturon lagert ein zutage nie beobachteter wasserführender Sandstein, dem artesische Brunnen entsteigen.

Die tertiären Schichten gliedern sich in: 1. Mitteloligocän, bestehend aus grauen tonigen Letten im Südwesten, Sanden bei Stürbitz, Lochtitz und am Westabhang des Teplitzer Schloßbergs, und einzelnen Quarzitblöcken, welche Konkretionen im Sande bilden. Von diesen ist eine zweite, zum Unterschied von den weißen Blöcken der Sande, durch Erze, tonige und bituminöse Substanzen dunkel gefärbte Art in den tonigen Letten des Oligocäns und Miocäns eingeschlossen.

2. Oberoligocän. Diese Stufe wird hauptsächlich durch Eruptivgebilde vertreten, nur ein schwaches, 0,5 m mächtiges Braunkohlenflöz in der Flur „Paschkopole“, zwischen mitteloligocänen Letten und zwischen Schlackenbasalten liegend, gehört ihm noch an. Die Kohle ist in schwarze Glanzkohle verwandelt und stark verdrückt.

3. Untermiocän; dem Oligocän diskordant aufgelagerte Süßwasserablagerungen: Tonige Letten, Sande, Sphärosiderite und tonige Brauneisensteine, Braunkohlenflöze und Süßwasserkalke (am Südabhang des Raudnayberges, wahrscheinlich eine Quellbildung; es sind dünngeschichtete dolomitische Kalksteine¹. Dazu kommen zersetzte Basalttuffe und konglomerate im Liegenden. Von petrographischem Interesse sind die Kohlenbrandgesteine, die aus obigen Gesteinen durch Flözbrände hervorgingen. Das Hangende der Kohlenflöze bilden Letten und Sande; zwischen die Flöze sind ebenfalls Lettenlagen eingeschaltet, das Liegende wird von den sogen. bunten Tönen, die teils aus verschiedenen gefärbten Letten, teils aus zersetzten Basalttuffen hervorgehen, gebildet.

Eine Analyse des Hangendletten siehe später. Die Mächtigkeit der Flöze erreicht im Hauptflöz des Peter-Pauls-Schachtes 14 m unter 50—56 m Hangendschichten. In der Arbeit sind zwei Profilskizzen: vom Maximilianschacht südlich von Schallan und vom Franz-Joseph-Stollen bei Wohontsch und Poratsch, gezeichnet und genauer besprochen.

Die Kohlenbrandgesteine treten namentlich nördlich des Bielafusses auf. Eisen- und kalkreiche Letten wurden dabei in Magnetit, Cordierit und glasführende dunkle Schlacken umgeschmolzen oder ohne Neubildung rot gebrannt. In manchen der umgeschmolzenen Gesteine findet sich auch Epidot und Tridymit, bei Hottowitz auch Plagioklas. Die Struktur ist sehr verschieden, die der cordieritreichen erinnern an Cordierithornfelse. Bemerkenswert ist, daß die einzelnen Lagen verschieden stark umgewandelt wurden, so daß vom Brandherde entfernt stärker umgewandelte zwischen weniger veränderten Schichten auftreten. Selten findet sich sogen. Porzellanjaspis. An manchen Orten, wie in der Rachel bei Sensomitz, ist auch noch die Flözjaspe als erdige, gelbe, schmutzigweiße oder gelbbraune Schicht mit braunen eisenreichen Adern oder Knollen erhalten. Auch die

¹ Über dieselben wird von Herrn J. KAFKA später eine Publikation erfolgen.

diluvialen Terrassenschotter sind stellenweise, so bei Malhostitz, mit umgewandelt werden.

Gneise und alte Eruptivgesteine. Der eingangs erwähnte, in der „Fohle“ zwischen Ratsch und dem „Webeschanberge“ auftretende Gneis ist ein zweiglimmeriger, feinschuppiger Granitgneis, einige der Blöcke ein dünnfaseriger Muscovitgneis. Das angrenzende Oberturon steht nicht in primärem Kontakte, die cenomane Klippenfazies fehlt.

Quarzporphyr von Teplitz.

Frisch grünlich bis schwarzgrau, sonst meist rotbraun bis bräunlichgrau. In der mikrogranitischen, aus Quarzfeldspat und einzelnen grünlichen Glimmerblättchen zusammengesetzten Grundmasse liegen Dihexaeder von Quarz und teilweise glaukisierende Orthoklastafeln, Oligoklas tritt gegen letzteren zurück. Biotit ist vereinzelt. Der Porphyr ist ziemlich gleichmäßig ausgebildet, er zeigt stets grob polyedrische Absonderung. Einzelne Gneis- und Graniteinschlüsse treten in ihm auf. Die Analyse von J. STINGL siehe Sitz.-Ber. Wien. Akad. 1871. 63. 2 Abt. 325.

Der Quarzporphyr wird durchsetzt von zwei Granitporphyr-
gängen, die nach NNW. streichen. In der aus Quarz und vorwiegendem Alkalifeldspat bestehenden feinkörnigen Grundmasse mit granophyrischer Ausbildung treten rote Orthoklastkristalle, seltener gerundete Quarze, Kristalle von Plagioklas und Biotit auf. Gegen den Quarzporphyr setzen die Gänge scharf ab; da sie leichter als dieser verwittern, sind sie großenteils zum Zwecke der Wegbeschotterung ausgepudelt.

Tertiäre Eruptivgesteine.

Dem Alter nach lassen sich dieselben folgendermaßen anordnen:
Oligocän: 1. Phonolithe, 2. Basalte und Basalttuffe.

Miocän: Trachydolerite, Leucittephrit, Basalte und Basalttuffe.

Die Braunkohlenlager überlagern teils Basalte, teils werden sie von solchen durchbrochen.

Im folgenden sind oligocäne und miocäne Gesteine nicht getrennt.

1. Phonolithe. Zusammen 30 Gesteinskörper, meist kegel- oder domförmig mit plattiger Absonderung um ein oder mehrere Zentren.

a) 3 Vorkommen: Vogelberg bei Baudnay (mit Hainit), Linschnerberg und der Hügel von „Neuhof“ bei Wisterschan sind Nephelin-Phonolithe. Letzterer ist näher beschrieben; in einer frischgrünen Grundmasse von Alkalifeldspateisten, Diopsid, Nephelin und Sodalith liegen zahlreiche Ausscheidlinge von Nephelin und wenig Sanidintäfelchen. Die Analyse des Gesteins von REDTENBACHER, 1839, ist aus J. ROTH: Gesteinsanalysen, reproduziert.

b) Ein 2 m mächtiger Gang am Hohlwege östlich des Kirchberges bei Borelsau ist Hauyn-Phonolith, mit roten Ausscheidlingen von Hauyn. Letzterer tritt neben Anorthoklas auch in der Grundmasse auf. Sodalith fehlt (chem. geprüft).

c) Die Mehrzahl der Phonolithe sind trachytische; in einer Grundmasse von Alkalifeldspaten, Mineralen der Sodalithgruppe, wenig Nephelin

und Säulchen von Agirinaugit treten Ausscheidlinge von Alkalifeldspat, Kalknatronfeldspat, Hornblende oder Augit und Titanit auf. In einigen, wie z. B. dem Phonolith des Teplitzer Schloßberges, findet sich reichlich Hainit.

Eine unfrische Verwitterungsform von weißer Farbe, mit erhaltenen Alkalifeldspäten, führt im Volksmunde den Namen „Wilde Gans“. Sie tritt auch an Trachydoleriten auf. Die im Original angeführten Analysen sind J. ROTH: „Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine“, entnommen.

d) 4 Gesteinskörper, Teplitzer Berg südöstlich Bukowitz, Holomajka bei Moschen und Welhenitzer Berg und ein kleines Vorkommen bei Welhenitz, sind wegen des größeren Reichtums an Kalknatronfeldspat (auch in der Grundmasse) und dunklen Gemengteilen als tephritische Phonolithe bezeichnet. Das Gestein des Welhenitzer Berges besteht vorzugsweise aus Tafeln von Anorthoklas, zwischen denen außer Kalifeldspat Ägirinaugit, Magnetit, Sodalithminerale auch Analcim und in Natrolith umgewandelter Nephelin auftreten.

2. Tuffite (rotbraun, am Westfuß des Welhenitzer Berges, bei Groß-Tschochau und östlich von Weschen) und Basalttuffe (im südöstlichen Teile des Gebietes und entlang der Abbruchlinie des oligocänen Horstes). Die Basalttuffe bestehen aus Kristallen und Bruchstücken von Olivin, Augit, Hornblende, Biotit, Quarzkörnchen, Palagonit- und Glasbasaltbröckchen in einem Kitt von Zeolithen, Carbonaten und amorpher Kieselsäure. Sie beherbergen öfters Einschlüsse von Plänerkalk, Süßwasserkalk und Brauneisensteinkonkretionen. Sie sind oft von Aragonitgängen durchbrochen und verwittern zu einem warmen, fruchtbaren Lehmboden.

3. Basalte. Die Altersbestimmung ist nur in seltenen Fällen möglich, so ist der Basalt zwischen Quikau und dem Weschener Berge oberoligocän. Sie treten schlot-, gangförmig oder als decken- oder schildförmige Massen auf. Die Mehrzahl (147) gehört den Feldspatbasalten an, doch finden sich durch das Auftreten von Nephelin in der Grundmasse, sowie von Leucit Übergänge zu Nephelin-, bzw. Leucitbasaniten. Die Eigenschaften sind sonst die normalen, die Hornblende ist oft in Rhönit umgewandelt; ein einziges Mal (in einem Block aus dem Tuffe nordwestlich von Hertine) wurde Korund beobachtet. Die Struktur der Basalte ist teils intersertal, teils Koagulationsstruktur oder mit Feldspat als Mesostasis. Die Vorkommen: Gang 510 m westlich Pilkau und Wachtberg bei Boreslau, sind olivinfrei. Einige Analysen wurden ausgeführt (siehe Schlußtablelle).

Von Interesse sind die oben erwähnten leucitführenden Feldspatbasalte, die ca. 5% Leucit enthalten, aber kaliarm sind. Ihnen gehören 27 Vorkommen an, so namentlich Gesteine aus der Paschkopole. Sie sind ident mit den früher als Leucitbasanit bezeichneten Gesteinen des Blattes Milleschau, welche nunmehr umzunennen sind. Diese Gruppe führt größere Ausscheidlinge von Olivin, Augit, Biotit und Hornblende, als die anderen Feldspatbasalte, in der Grundmasse tritt Augit, Biotit, Leucit, Olivin (zurücktretend), korrodierte Hornblende und Glas auf. In einem Falle (westlich der Skala, nordwestlich von Tschentschitz) ist die Hornblende

durch Andesin ($Ab_1 An_1$) ersetzt. Die Bildung von Leucit wurde durch Verbrauch des Kalkes zu den dunklen Gemengteilen ermöglicht.

Nephelinbasalte. Diesen gehören 43 Gesteinskörper an, und zwar sowohl oligocänen als miocänen Alters. Ein bestimmtes Verhältnis gegen die Feldspatbasalte liegt nicht vor. Es sind meist dichte Gesteine mit einzelnen Olivinkörnern, selten größeren Kristallen von Augit oder Hornblende. Der Nephelin bildet mitunter eine Mesostasis (Winskahora), bisweilen enthält er auch regelmäßig angeordnete Einschlüsse (Pilkau, Franz-Joseph-Stollen). Glas enthalten ebenfalls einige wenige Nephelinbasalte, einige weisen typische Koagulationsstruktur auf. Der Basalt vom Dorfe Weschen ist im Liegenden schlackig und glasreich entwickelt und umschließt Holzstücke, hat also wohl bewachsenes Land überströmt.

Leucitbasalt. Nur 3 Vorkommen: südöstlich Pilkau, südlich des Wachtberges bei Boreslau und ein 5 m mächtiger Gang im Tuff nordwestlich von Hertine.

4. Trachydolerite. Diesen gehören 13 Eruptivkörper an, von denen der Weschener Berg der bedeutendste ist. Von den tephritischen Phonolithen unterscheidet sie das Vorwalten der Kalknatronfeldspäte gegen die Alkalifeldspäte und das reichlichere Auftreten von Magnetit und Pyroxen. Zu den Gemengteilen gehören auch Sodalithminerale und in einigen Vorkommen auch Leucit (westlich von Schiehlitz).

5. Leucittephrit. Zwei Schlotausfüllungen, ein Kegel nördlich von Tschentschitz und der Gipfel des Katharinaberges südlich von Hertine.

Ein loser Block aus einer Eruptivbreccie südöstlich von Pilkau ist Trachyt.

6. Südöstlich von Welboth ist an zwei Stellen ein Mondhaldeitgang aufgeschlossen. Grundmasse: Hornblende, Ägirinaugit, Magnetit und Feldspat (Kalknatron- und Alkalifeldspat). Einsprenglinge: Ägirinaugit, Hornblende und Olivin.

Unter den Einschlüssen, die in diesen Eruptivgesteinen auftreten, sind am häufigsten Gneis, Granit, seltener Syenit, ferner zu Basaltjaspis umgewandelte Plänerkalke und Sande, erstere sind im Bruche glänzend und enthalten viel Cordierit, letztere nur Tridymitkriställchen im Glas. Als Kontaktwirkung wurde gehärteter oberturoner Mergel am Nordstrand des Phonolithes vom Kirchberg südwestlich Boreslau, ferner nicht selten Verkoksung der Braunkohle in der Nähe der Basaltgänge beobachtet. Die Umwandlung der Einschlüsse wurde chemisch von J. LEMBERG (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1883. 35. 565) verfolgt.

Ein längerer Abschnitt der Arbeit behandelt die Thermen von Teplitz, ihre Wirkung auf das Nebengestein und die Geschichte der Einbrüche von Thermalwasser in die Kohlenfelder von Dux-Essegg und die damit verbundenen Veränderungen im Stande der Teplitzer Thermen.

Die Teplitzer und Schönauer Thermen entströmen den zahlreichen, teils präcenomanen, teils jüngeren (tertiären) Spalten, welche den Quarzporphyr durchsetzen, die Schönauer Quellen durchbrechen auch Cenoman und Oberturon. Die Spalten, denen sie entströmen, gehören dem WSW.—ONO.

streichenden Schwärmen an, denen auch der sicher tertiäre „Teplitzer Verwurf“ bei Hundorf parallel läuft.

Die wichtigsten Quellen sind:

A. Teplitz: 1. Urquelle 49°, 2. Frauenquelle 48°, 3. die beiden Fürstenbadquellen 47°, 4. die beiden Gartenquellen 28°.

B. Schönau: 1. Die beiden Steinbadquellen 33,56°, 2. Stephansquelle 38°, 3. Schlangenbadquelle 42°, 4. die beiden Neubadquellen 44°. Die Teplitzer Quellen lieferten 1863 nach WRANÝ 0,909 m³, die Schönauer 0,388 m³ per Minute. Analysen von WRANÝ (1863), sowie die Gasanalyse und die Radioaktivität sind nach den bezüglichen Arbeiten angeführt¹, außerdem noch 2 Analysen von W. GINTL (1879) und O. LIEBREICH (1898) von der Urquelle.

	W. GINTL 1879	O. LIEBREICH 1898
K ₂ SO ₄	0,17149	0,181926
Na ₂ SO ₄	0,79165	0,777286
NaCl	0,66108	0,731200
Na ₂ CO ₃	4,03804	4,253990
Li ₂ CO ₃	0,00128	0,004758
MgCO ₃	0,13346	0,142750
CaCO ₃	0,57357	0,701220
SrCO ₃	0,00222	0,011401
FeCO ₃	0,00470	0,014290
MnCO ₃	0,00239	—
Phosphors. Natron	0,00554	?
Al ₂ O ₃	0,00187	0,002187
SiO ₂	0,46199	0,448390
Summe d. fix. Bestandt.	6,84928	7,269398
Freie CO ₂	—	60,381cm ³

Fluor war von keinem Autor, außer in Spuren nachgewiesen worden.

Vier Quellabsatzanalysen sind zitiert nach J. STINGL (Sitz.-Ber. Akad. Wien 1870. II. Abt. 61. 759; 1871. 63. 327), davon sind 2 ockeriger, 2 kalkiger Natur (Neubadquelle). Zu den Quellabsätzen gehören ferner Absätze von Hornstein, welcher z. T. die Spalten füllt und die cretaceischen Hornsteinbildungen der Gegend z. T. auf thermale Wirkung zurückführen läßt, und Baryt (vergl. auch BECKE, Min.-petr. Mitt. 1883. 5. 82). Von besonderem Interesse aber ist die Erscheinung, daß sowohl Quarzporphyr, als cenomane Sandsteine, Hornsteinkonglomerate in der Nähe einiger Klüfte, die am Sandberge östlich von Teplitz auftreten, ganz in farblosen, grünen oder violetten Fluorit umgewandelt sind, ähnlich auch in der Franz-Josephstraße, von welchem letzteren Vorkommen auch ein Profil gegeben ist. Die Spalte reicht doch ins Cenoman hinein².

¹ A. WRANÝ, Die Teplitz Schönauer-Thermen in physikalischer und chemischer Beziehung. LOESCHNER's Beitr. z. Balneologie. 2. Prag 1864. p. 73 u. ff. — H. MACHE u. ST. MEYER, Sitzber. Akad. Wien. Abt. II a. 114. 355. 1905.

² Vergl. auch Min.-petr. Mitt. 25. 483. 1906.

An anderen Spalten trat eine Kaolinisierung des Porphyrs ein und führte die Bohrung am Schloßplatze in Teplitz nach Durchteufung verschiedener Spalten in 360 m Tiefe auf einen zersetzten Phonolithgang. Nach alledem betrachtet HIBSCH die Teplitzer Thermen als juvenile Wässer.

Von der Schilderung der Wassereinbrüche in die Gruben Döllinger, Victoria und Gisela, wobei Verf. einem Vortrage des Berginspektors LÖCKER¹ folgte, sei nur erwähnt, daß dieselben darauf zurückzuführen sind, daß die Spaltensysteme im Quarzporphyr, ob mit thermalem oder gewöhnlichem Wasser gefüllt, untereinander in Verbindung stehen und bei Anfahrung einer Kluft sich entleerten. Durch Erniedrigung des Austrittspiegels der Quellen, namentlich der Urquelle, von 203 auf 180 m Seehöhe wurde für die Folge die Gefahr gemindert.

Hierauf werden die verschiedenen Flußanschwemmungen (Hoch-, Mittel- und Niederterrassen) besprochen, endlich äolische Bildungen (Löß) und die rezenten, alluvialen Flußschotter. Nach einigen technischen Bemerkungen und Notizen über die Wasserführung ist ein Verzeichnis der Mineralvorkommen gegeben, bezüglich dessen auf das Original verwiesen werden muß, nur die Mineralnamen seien angeführt: Albit, Analcim, Aragonit, Baryt, Bergseife, Bittersalz, Calcit, Dolomit, Eisenvitriol, Fluorit, Gips, Hainit, Hornstein, Hyalith (auf Kohlenbrandgesteinen), Iddingsit, Korund, Natrolith, Opal, Phillipsit, Quarz, Rubellan, Sphärosiderit, steatitartige Substanzen, Thomsonit; dabei sind die als wesentliche Bestandteile der Gesteine auftretenden ausgelassen.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ₂ . . .	39,45	42,36	42,65	48,65	64,05
Ti O ₂ . . .	1,72	0,85	2,00	0,90	—
P ₂ O ₅ . . .	1,65	0,88	0,27	—	—
Cl	0,04	0,13	0,02	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	15,51	15,39	12,08	5,97	17,08
Fe ₂ O ₃ . . .	0,35 ²	0,48 ²	1,77	—	3,98
Fe O	10,79	12,12	6,93	4,71	—
Mn O	1,02	0,58	0,28	0,28	—
Mg O	10,69	10,49	15,55	14,80	0,95
Ca O	12,80	11,25	14,18	23,48	0,81
Ne ₂ O	3,00	3,78	2,67	0,95	} 1,78
K ₂ O	0,65	1,24	0,52	0,33	
H ₂ O	1,87	—	1,65	0,14	7,20 + 4.15 hygroskop.
CO ₂	0,27	0,38	0,11	—	[Wasser
Sa.	99,81	99,93	100,68	100,21	100,00

¹ Allgemeiner Bergmanntag in Teplitz 1899.

² Dieser geringe Gehalt an Fe₂O₃ wird dadurch erklärt, daß das auftretende magnetitähnliche Erz eine Mischung aus Fe(FeAl)₂O₄, Fe(FeMn)₂O₄ und Fe(FeTi)₂O₄ sein soll. Ob nicht Magnetitkies eine H₂S-Bildung und Reduktion verursachte? Anm. d. Ref.

- I. Oligocäner Basalt von Guikau.
- II. Miocäner Basalt vom Poratsch.
- III. Leucitführender Feldspatbasalt, Paschkopole.
- IV. Augit aus diesem Gestein¹.
- V. Haugendletten aus dem Maximilian-Schacht bei Schallan, anal.
WELLERT. C. Hlawatsch.

P. St. Richarz: Der südliche Teil der kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908. 58. 1—48.)

Verf. beschreibt den bei Preßburg auftretenden Granit und dessen durch Zertrümmerung und Veränderung hervorgehenden gneisähnlichen, bisher auch vielfach als echte Gneise beschriebenen Varietäten und die umgebenden Glimmerschiefer, deren Entstehung aus gewöhnlichen Phylliten durch Kontaktmetamorphose er nachweist. Der Granit ist ein ziemlich saurer Zweiglimmergranit mit Orthoklas und sauren Plagioklasen (Oligoklas und Orthoklas, vorwiegend aber Mikroclin. Ersterer zeigt Myrmekit-Bildungen²).

Unter den beiden Glimmern herrscht der Biotit vor. Bemerkenswert ist das Auftreten von idiomorphem Quarz in der saureren und frischen Varietät von Wolfsthal, ferner die Umwandlung von Biotit in Epidot in den unfrischen Varietäten; in den frischeren findet sich im Biotit häufig Sagenit. Am Westrande des Granits, aber auch an einigen Stellen in der Mitte finden sich die gneisartigen Bildungen; Verf. weist deren Entstehung durch dynamische Einflüsse nach und beschreibt eine deutliche solche Bildung an einer Verwerfung zwischen Preßburg und Ratzersdorf. Im Osten ist der Granit abgesunken.

Im Granit treten als basische Differentiationsprodukte glimmer- und plagioklasreichere Partien sowie eine größere Masse eines Hornblende-Biotit-Diorites auf, deren Plagioklas aber noch ziemlich sauer für einen Diorit ist (Oligoklas-Andesin). Orthoklas fehlt. In Verbindung mit dem Granit stehen Pegmatit und Aplitgänge und Randfaziesbildungen. Beide enthalten Granat (112), der sich durch löcherige Beschaffenheit auszeichnet. Bemerkenswert ist das bekannte Auftreten des sogen. Eukamptits oder Strahlenglimmers. Aplit ist im allgemeinen seltener als Pegmatit.

Im Westen des Granits tritt, mit NO.-Streichen und steilem SO.-oder SW.(!)-Fallen, granatführender und biotitreicher Glimmerschiefer

¹ p. 270—271 desselben Jahrganges ist aus dieser Analyse die Zusammensetzung $2 \text{Na Al Si}_2 \text{O}_6 + \text{Ca Al}_2 \text{Si O}_6 + \text{Mg Al}_2 \text{Si O}_6 + 3 \text{Fe Si O}_3 + 18 \text{Mg Si O}_3 + 21 \text{Ca Si O}_3$ berechnet. D des ganzen Kristalles 2,746, der reinsten Körnchen 3,149.

² Diese erweisen sich durch ihre Frische gegenüber dem schon ziemlich stark in Sericit, Klinozoisit etc. umgewandelten Kernen als sekundäre Bildung.

auf, der als Anzeichen von Kontaktmetamorphose Staurolith und spärlich Turmalin führt.

Er wird von zahlreichen Pegmatitgängen, die aber ärmer an Kalifeldspat und weniger grobkörnig als die im Granite auftretenden Gänge sind, durchbrochen. Ein guter, näher beschriebener Aufschluß findet sich bei Kaltenbrunn westlich von Station Blumenau. In der Nähe von Eisenbründl (östlich von Blumenau) tritt ein ziemlich viel Plagioklas-, und zwar Albit- und Plagioklas- (mit 25 % An) haltiger Schiefer, der also schon als Gneis bezeichnet werden müßte, auf. Südlich von Kaltenbrunn, in der Umgebung von Theben, ist der Schiefer weniger metamorphosiert und trägt den Charakter von Phylliten mit Quarzlagen, etwas turmalinführend.

Der Quarz wird als spätere Bildung erkannt, da er trotz der vielfachen Fältelung des Sericits keinerlei Erscheinungen von Kataklyse zeigt. Diese Phyllite werden von zahlreichen Klüften durchzogen, welche jüngeren Datums sind, da sie sowohl Glimmer wie Quarzadern verschieben und „schleppen“. Sie können darum nicht als transversale Schieferung betrachtet werden, und Beck's Angabe, daß diese Phyllite, ebenso wie die weiter östlich anstehenden Quarzite, nach SO. einfallen, ist dahin zu korrigieren, daß dieselben nach NW. fallen¹. Sehr interessant sind die dann folgenden Beobachtungen am Hainburger Schloßberge, wo nicht nur der Schiefer reicher an Biotit, gröber kristallinisch ist und Granat, Staurolith und Turmalin führt, sondern wo auch eine Lage typischen, aus Diopsid und Klinozoisit mit einer blaugrünen Hornblende mit Siebstruktur bestehenden Kalksilikathornfelses, ferner ein wesentlich aus einer hellen Hornblende (α farblos, β gelblichgrün, γ mattgrün mit violetter Ton), Glimmer und Klinochlor bestehender Grünschiefer und ein hornfelsartiger graphitführender Quarzit auftritt. Das hangendste Glied ist Liaskalk, der stellenweise sehr grobkristallinisch ist, also wohl auch metamorphosiert ist. Man muß daher die Intrusion des Granites als postliassisch ansehen². Den Grünschiefer hält Verf. wegen eines nicht unbedeutenden Gehaltes an Titanit für ein umgewandeltes, basisches Eruptivgestein.

Eine Mittelstellung zwischen den Schiefen von Kaltenbrunn und denen des Thebner Schloßberges bilden die unweit von letzterem am rechten Donauufer auftretenden Schiefer des Braunsberges, welche auch etwas Granat führen. In einem Schlußkapitel bespricht Verf. kurz die allgemeinen Verhältnisse im Gebiet des Rosaliengebirges, des Wechsels bis zum Semmering. Er weist nach, daß auch dort vielfach echte Granite auftreten, deren Kontaktwirkung das Auftreten von glimmerschieferähnlichen Gesteinen zuzuschreiben wäre, diese könnten dann, wie sich aus der schon von CLAR (Verh. d. geol. Reichsanst. 1874. 64) behaupteten Konkordanz mit dem

¹ Wodurch die Annahme überkippter Lagerung wegfällt. Nachzutragen ist hier das Auftreten eines, als gepreßten Quarzporphyr aufgefaßten, turmalinführenden Porphyroides.

² Das von BECK behauptete präpermische Alter läßt sich, wie Verf. zeigt, aus den Glimmerschieferstücken des Konglomerates nicht beweisen.

Devon vermuten läßt, silurische Schichten repräsentieren. Auf diese Weise ist dann der Zusammenhang mit den südlichen Kleinen Karpathen hergestellt.

Die Arbeit enthält eine kleine Kartenskizze, sowie zwei Profile und einige Aufschlußskizzen.

C. Hlawatsch.

Fr. Kretschmer: Die Petrographie und Geologie der Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mährisch-Schönberg. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 58. 527—571. 1908.)

Der Biotit-Augengneis, welcher die Kepernikgruppe des hohen Gesenkes zusammensetzt, streicht NO.—SW. (h 14 4gd) und enthält an seiner SW.-Spitze mehrere Einlagerungen von Kalksilikatfels, welche Verf. als Beweis für die Intrusivnatur des Gneises ansieht. Dieselben bilden linsenförmige Lager im Biotit-Augengneis, in ihrem Liegenden treten häufig aplitische (Pyroxen-Biotit-Aplit und Hornblende-Biotit-Aplit) Gesteine auf; sowohl im Hangenden wie in der Umgebung wird der Gneis von pegmatitischen Gängen, vorzugsweise Muscovit-Pegmatit, seltener von Turmalin-Pegmatit durchbrochen.

Der Feldspat derselben ist Orthoklas und Mikroklin, als akzessorische Gemengteile treten Granat und Turmalin auf.

Der herrschende Gneis ist ein grobflaseriger Biotitgneis, mit Augen von Orthoklas, während in der Grundmasse Plagioklas (Albit) vorherrscht. Im unmittelbaren Hangenden tritt viel Muscovit hinzu. An Akzessorien ist Orthit bemerkenswert. Dieser Gneis wird außer von den zuvor erwähnten pegmatitischen Gängen, welche keine Schieferung zeigen, von einem Muscovitgneis, welcher ebenfalls nur geringere Anzeichen von Schieferung aufweist und vorwiegend Kalifeldspat führt, durchbrochen. Dieser Muscovitgneis scheint Übergänge zu den erwähnten Pegmatiten zu besitzen.

Die Kalksilikatfelseinlagerungen, deren Verf. vier bedeutendere erwähnt, liegen auf einer nach h 14 streichenden Linie, und zwar:

1. Mächtige Lager bei Reigersdorf, aufgeschlossen am sogen. Steinich, oberhalb der Mühle.
2. Geringmächtiger, aber ziemlich verbreitet bei Oberhermesdorf.
3. Die große Linse bei Blauda im Hradiskowalde.
4. Ein untergeordnetes Vorkommen bei der Haltestelle Krumpisch.

Die einzelnen Vorkommen werden sodann näher beschrieben, eine genauere petrographische Untersuchung soll aber später von Herrn ART. SCHEIT publiziert werden; die Gesteine von Blauda wurden von R. GRENGG untersucht.

1. Reigersdorf. Ein ca. 70 m mächtiges (wovon ca. 30 m noch erhalten sind), im Streichen ca. 100 m weit aufgeschlossenes Lager, nach h 3 streichend, nach h 21 35—60° fallendes Lager; von zweierlei Kluftsystemen (// dem Streichen, Fallen h 9, ca. 75°) und senkrecht hiezu (h 9, Fallen 75—80° gegen h 3) durchzogen. Es zeigt mehrere Zwischenlagerungen von Biotitglimmerschiefer.

Die vorwiegenden Gesteinsarten dieses Vorkommens sind meist leukokrater, also ziemlich augitarmer Augithornfels, zum größten Teil aus Oligoklas, Muscovit, wenig Orthoklas und Quarz bestehender Hornfels, der nur an einigen Stellen durch Zunahme des Augits blaugrün wird. Auch späterer Calcit tritt in sehr unregelmäßig verteilten Mengen auf. Als akzessorischer Gemengteil wurde unter anderem ein anatasähnliches Mineral beobachtet, häufig ist Epidot und Granat. Wechsellagernd mit diesem Gestein und durch Übergänge verbunden ist ein schieferiger Amphibol-(Pargasit-)Hornfels mit Übergängen in ein amphibolitähnliches Gestein; gegen die Tiefe zu enthält es mehr Quarz; ferner ein feinkörniger Granat mit spätigem Calcit, etwas Vesuvian und Epidot, Zoisit, diopsidischem Augit und Wollastonit. Der Granat gehört dem Hessonit an und ist gelblich bis rötlich durchsichtig. Alle diese Gesteine sind panallotriomorphkörnig und gebändert. Eine grobkörnige Varietät von der Sohle des Steinbruches wird vom Verf. mit dem Namen Pegmatithornfels (!) belegt. Je nach dem vorwiegenden Mineral unterscheidet er verschiedene Abarten: Augitpegmatit, Granatpegmatit etc. Am Hangenden und an den Schichtköpfen tritt feinkörniger Marmor mit etwas Augit und Quarz auf. Als Kalksilikatknollen (!) werden Aggregate von Calcit, Chlorit (aus Granat entstanden?) bezeichnet. Von besonderem Interesse aber sind grobkörnige Aggregate von Skapolith (mit Calcit, Augit, Plagioklas, Quarz etc.) und Klinozoisit, welche nur dicht unter dem Rasen zu finden sind, für welche daher Verf. eine Entstehung durch atmosphärische Umwandlung der Plagioklase annimmt.

Die Gesteine, deren erstes von R. Nowicki analysiert wurde (s. a. Schluß), werden als Schottermaterial verwendet.

Die begleitenden Gesteine der Gneis- und Pegmatitfamilie wurden schon oben besprochen.

2. Oberhermesdorf. Drei wenig mächtige Vorkommen, vorzugsweise augit- und amphibolführende Plagioklasgesteine: oberhalb der Kirche, am Scheitel des Gebirgsrückens zwischen Teß und March, nächst dem letzten Hause der Ortschaft und 0,4 km abwärts gegen Böhmisches-Märzdorf im Steinbruche Bösel.

3. Blanda. Dieses, das mächtigste der Vorkommen, ist schon länger bekannt, aber die Gesteine unter verschiedenen Namen beschrieben worden; es bildet ein ca. 140 m mächtiges Lager, aus Schichten von „Kalksilikat-hornfels“ mit Zwischenlagen gneisähnlichen Glimmerschiefers bestehend, welches auf ca. 800 m Länge und 220 m Breite bekannt ist. Das Liegende desselben ist ein dünnschieferiger Zweiglimmergneis, während das Hangende ein dickbankiger, glimmerarmer Biotit-Augengneis ist. Im unmittelbaren Liegenden treten ebenfalls aplitische Gesteine auf. Außer ähnlichen Gesteinen wie die bei Reigersdorf beschriebenen sind noch ein durch idiomorphe, aber an Einschlüssen von Wollastonit und Augit reichen Granatkristallen ausgezeichnete Granat-Wollastonitfels (mit Calcit und diopsidischem Augit) und ein Granathornfels (mit Calcit, Wollastonit, Augit, Epidot, Zoisit als Nebengemengteilen) zu erwähnen. Die Skapolith- und Klinozoisitmassen

treten auch hier in der Nähe der Oberfläche auf, es konnten direkte Übergänge aus dem Granat-Wollastonithornfels in Skapolithfels beobachtet werden. Die Granatgesteine sind an Menge ungefähr gleich dem Augithornfels. In der Nähe des Blaudaer Vorkommens, ebenso wie bei dem ersten der bei Oberhermesdorf beobachteten, wird der Biotit-Augengneis von einem Biotitgranitit — an der Bašta — durchbrochen. Im Hradiskowalde wurde auch früher ein Magneteisenerz, im Hangenden der großen Kalksilikatlinse, abgebaut.

4. Nächst dem Kreuzungspunkte der Reichsstraße mit der Bahnstrecke Blauda—Krumpisch an der Höhe „Skalka“ bietet der Bahneinschnitt ein interessantes Profil durch das Kalksilikatlager, welches in seinem Hangenden von einem „Hornfelsamphibolit“ (0,75₅m mächtig) begleitet wird. Das Fallen ist 40° gegen h 21. Im hangendsten Teil des Aufschlusses begegnet man hier auch schon den Gneisglimmerschiefern der Schieferhülle, welche mehr vom Gneis entfernt phyllitähnlich werden. Mit Ausnahme des Granat-Wollastonitfelsens treten die bei Blauda und Reigersdorf beschriebenen Kontaktgesteine auf.

An die Beschreibung der Vorkommen der Kalksilikatfelse schließt Verf. eine Zusammenstellung der in denselben auftretenden Mineralien. Hiervon sei nur das Auftreten schöner, mehrere Zentimeter großer Skapolithindividuen mit Augit, sowie das von zweierlei Vesuvianen, einem stengeligen (Egeran) und einem flächenreichen schmutziggipstaziengrünen Vesuvian erwähnt. Die Kontaktminerale wurden in einer dem Ref. leider nicht zugänglich gewesenen Schrift von V. NEUWIRTH: Die Kontaktminerale von Blauda. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums. 1907. 7. 125, beschrieben.

Daran anschließend folgt eine Beschreibung der Franziskazeche am Neuhausberge bei Mährisch-Schönberg, welche sich ebenfalls durch ihre Mineralführung als Kontaktlagerstätte zu erkennen gibt. Sie wird vom Verf. als Scholle der Glimmerschieferhülle angesehen. Sie hat mit dem umgebenden Zweiglimmergneis, welcher selbst von Pegmatitgängen begleitet wird, Ähnlichkeit.

Die Lagerstätte selbst besteht aus vorwiegendem Eisenglanz, in welchem mitunter Martitkristalle auftreten¹, und kleinkörnigem Magnetit; akzessorisch kommen Granat, Orthoklas, Albit, Muscovit, Quarz, Hornblende, Ilmenit und Disthen vor. Als Übergangsglied zu den an Staurolith und Magnetit reichen Gneisglimmerschiefern kann man ein hauptsächlich aus Magnetit und Staurolith bestehendes Gemenge betrachten. Sowohl in diesem wie in den Glimmerschiefern treten die obengenannten akzessorischen Minerale auf. Die Disthenkristalle (100), (010), (001), (110) sind meist weiß oder grau, Zwillinge nach 010 und 212 treten auf. Meist ist das Mineral aber als Rhätizit entwickelt.

In den Pegmatitgängen wurde von OBORNY (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1865. 15.) Korund beobachtet. Verf. ist der Ansicht, daß die Eisenerze dem Eruptivmagma entstammen.

¹ Verf. schließt darum auf sekundäre Entstehung des Hämatits aus Magnetit.

Was die Bildung der kontaktmetamorphen Gesteine anbelangt, so glaubt Verf., daß dieselbe nur dem Biotit-Augengneis zuzuschreiben ist, die Kalksilikatfelse sind Schollen, die von dem Intrusivmagma mitgerissen wurden und noch während der Umwandlung mit dem Eruptivgestein gefaltet wurden. Die Tonerde und Kieselsäure soll aus dem letzteren eingewandert sein.

Wenngleich BECKE selbst die Diskordanz von Gneis und Glimmerschiefer betont, so scheint es dem Ref. doch nicht absolut ausgeschlossen, daß wenigstens ein Teil der Metamorphose dem jüngeren Granit zugeschrieben werden muß, oder wenigstens dem als Muscovitgneis bezeichneten Gestein, da ja an allen Stellen das Auftreten von Pegmatiten und Apliten, die mit letzterem verwandt sind, betont wird.

Von R. Nowicki ausgeführte Analysen:

	I.	II.
SiO ₂	69,30	46,70
Al ₂ O ₃	10,02	3,25
Fe ₂ O ₃	1,77	7,40
FeO	0,72	—
MnO	Spur	Spur
MgO ¹	0,79	1,26
CaO	8,04	40,18
Alkalien als Differenz	3,71	—
S	0,64	—
CO ₂	4,83	0,92
H ₂ O	0,18	0,17

I. Leukokrater Augithornfels von Reigersdorf. S aus 1,60% SO₃ berechnet, CO₂ aus dem Glühverlust bestimmt.

II. Granatwollastonitfels von Blanda; besteht zum größten Teile aus Wollastonit.

Der Arbeit sind 2 Profile (Reigersdorf und Blanda) beigegeben.

C. Hlawatsch.

Th. Ohnesorge: Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und Tektonik dieser Gebiete. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908. 119—136.)

Die Gneise des Kellerjochgebietes (bezw. die Schwazer-Gneise) bilden ein zwischen Wildschönauer Schiefer und Quarzphyllit konkordant eingeschaltetes Lager, welches jedoch von Verwerfungen durchzogen wird, so daß der Gneis entlang der Piltallinie gegen den Phyllit abgesunken ist.

Das behandelte Gebiet erstreckt sich nicht nur auf das Gebiet des Kellerjoches, sondern auch auf einen beträchtlichen Teil der Kitzbühler Alpen (zwischen Ziller und einer von Hopfgarten nach Bramberg im Ober-

¹ Danach müßte der Gehalt an Augit sehr klein sein.

Pinzgau gezogenen Linie). Das beigegebene Kärtchen stellt jedoch nur das westlich vom Ziller gelegene, eigentliche Kellerjochgebiet dar, es ist darum nicht möglich, den tektonischen Teil genauer zu referieren. Bezeichnenderweise faßt Verf. das Gneisgebiet als ein aus Schuppen sich zusammensetzendes Gebilde auf; demselben sind auch einzelne Dolomitlinsen eingeschaltet.

Was den petrographischen Charakter anbetrifft, so spricht die starke Zertrümmerung der Gemengteile, die Umwandlung von Mikroklin in Albit, von Plagioklas in Muscovit, von Biotit in Chlorit oder Epidot unter Ausscheidung von Rutil, sowie die Übergänge in den liegenden Phyllit dafür, daß die Gesteine schon eine gewisse Verwandtschaft mit den von Becke „Diaphthorite“ genannten Gesteinen haben, ein sicherer Vergleich läßt sich aber nach der Beschreibung allein nicht machen. Verf. sagt übrigens selbst, daß die Hauptmenge des Gesteins am besten mit Phyllitgneis zu bezeichnen wäre.

Nur eine Gneispartei oberhalb der Proxenalpe zeigt mehr Annäherung an die Massengesteine und beherbergt biotitreichere Partien, welche auch zugleich mehr Plagioklas führen. In der Hauptmenge jedoch tritt Plagioklas (Albit) nur in der Grundmasse des Augengneises oder als Umwandlungsprodukt des sonst vorwaltenden Mikroklin auf. Von Interesse ist das Auftreten von Siderit-Rhomboedern im Quarzzement oder im Mikroklin. Carbonate treten in den mehr massiv struierteren Varietäten nicht auf, wohl aber stellenweise auch Granat. Ein Übergang zu den Phylliten wird als Sericitgneis gesondert angeführt. Vielleicht als Kontaktgestein(?) könnte ein mehr kristallinisch als der umgebende Phyllit entwickelter, als „Steinkogelschiefer“ bezeichneter Komplex vom südlichen Abschnitt der Kitzbühler Alpen angesehen werden. Verf. hält die beschriebenen Gneise für umgewandelte Porphyrlagergänge oder für eine Decke.

Ein in Spalten auftretender Sericit wurde von C. v. JOHN analysiert: SiO_2 50,18, Al_2O_3 33,62, FeO 0,90, K_2O 9,40, Na_2O 1,63, H_2O 4,96.

C. Hlawatsch.

Fr. Heritsch: Granit aus der Umgebung von Übelbach in Mittelsteiermark. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908. 295—297.)

Am Südabhange des Gleinalpenzuges, nordwestlich von Peggau, bildet ein Zug kristallinischer Kalke, welche nach Südosten einfallen, ein auf lange Strecken zu verfolgendes Glied der dortigen Gesteinsserie.

Von dem Markte Übelbach im Kleingraben (gegen das Liegende) aufwärts gehend, trifft man unter den kristallinischen Kalken Gneise und Hornblendegneise, beim Wirtshaus Isenburg Granat-Amphibolite. Von hier in den Humpelgraben abzweigend, trifft man weiße Gneise und unter diesen weniger geschieferte Zweiglimmergneise, die Verf. als Granit, der etwas dynamometamorph umgewandelt ist, ansieht.

Talaufwärts folgen wieder Hornblendegneise, in welche oberhalb der bei 878 stehenden Häuser ein nicht mehr sehr frischer Zwei-

glimmer-Granit mit geringen Zeichen von Kataklyse und Schieferung eingeschaltet ist. Die Gneise werden im Hangenden des Granits von Pegmatiten durchbrochen; während der Granit selbst von aplitischen Schlieren, welche Turmalin führen und in ihrer Mitte biotitfrei sind, durchzogen wird. In der genannten Gegend treten übrigens auch noch einige andere kleinere Granitvorkommen auf. Der oben erwähnte wird in einem Steinbruche ausgewertet.

C. Hlawatsch.

Fr. Heritsch: Der Serpentin von Bruck a. d. Mur. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908. 297—299.)

Ein 10 Minuten oberhalb Bruck a. d. Mur steil in die Mürz abfallender Fels besteht hauptsächlich aus Antigorit-Serpentin mit zersetzten Titaneisenerzeinschlüssen. Spuren von Olivin finden sich nicht. Das Titaneisen ist in Leukoxen und Hämatit umgewandelt; der Antigorit bildet ein wirres Netzwerk von Nadeln(?) und Blättchen. An Klüften des Serpentin tritt auch Chrysotil, in Talk übergehend, auf. Dieser Serpentin gleicht unter anderen steirischen Vorkommen dem von Sunk im Paltental.

C. Hlawatsch.

K. A. Redlich: Über die wahre Natur der Blasseneck-Gneise am steirischen Erzberg. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908. 339—341.)

Verf. weist nach, daß die sogen. Blasseneck-Gneise, analog wie andere Vorkommen aus Tirol, vom Semmeringgebiet, den Kleinen Karpathen und Nordungarn, als dynamometamorphe Quarzporphyrite anzusehen sind. In einer felsitischen Grundmasse von Quarz und Plagioklas finden sich größere Körner von Quarz (ab und zu deutlich dihexaedrisch), Oligoklas-Albit und wenig Orthoklas, der ebenso wie der ursprünglich reichlich vorhanden gewesene Biotit meist umgewandelt ist (in Kaolin und Sericit, der Biotit in Chlorit). An einigen Stellen an der Basis des Erzberges ist der Porphyr von Siderit durchtränkt.

Nach einer Mitteilung H. Böckn's dürften diese Porphyre als ober-carbonisch angesehen werden.

C. Hlawatsch.

K. Jüttner: Zur Bildungsgeschichte der mährisch-schlesischen Basaltberge. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908. 362—364.)

Verf. beschreibt ein vergrustes Basaltvorkommen von der Horka bei Stremplowitz, welches einen klippenartig aufragenden Schiefer bedeckt und ihn vor dem Zerfall schützte. Ein Basaltstrom des Venusberges beim Gasthaus zur Freiheit ist ersichtlich in ein Tal eines kleinen Baches geflossen, das also älter als die Eruption gewesen sein muß.

Die untersten Partien dieses Basaltes enthalten zahlreiche Bruchstücke culmischer Schiefer, überlagert ist er von lehmigen, an Blöcken von Basalt und Quarzgeröllen reichen Bildung.

C. Hlawatsch.

F. E. Suess: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. (Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme der Osthälfte des Kartenblattes Drosendorf Z. 10. K. XIII.) (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908. 395—412.)

Im Kartenblatte Drosendorf stoßen die vom Autor früher (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1897. 505—532) unterschiedenen Grundgebirgssysteme: das einer tieferen (untere bis mittlere Stufe nach BECKE und GRUBENMANN) angehörige moldanubische und das der oberen Stufe angehörige moravische an einer annähernd NO.—SW. verlaufenden Linie zusammen, wobei in beiden die der höheren Stufe entsprechenden Gesteine unter die Gesteine der tieferen Stufe einfallen. Die Gesteine der moldanubischen Serie schmiegen sich an die Grenzlinie in deren Nähe an, weiter entfernt davon haben sie jedoch ein mehr meridionales Streichen. Im Norden des besprochenen Gebietes folgen von Ost nach West aufeinander: Grauer, glimmerreicher oder auch aplitischer Gneis als Übergang aus dem Amphibolgranitit des Trebitscher Stockes, dann weiße biotitarne Gneise, in dem westlicheren Teile ihres Vorkommens mit dünnen Biotitfasern, Granat und mitunter auch Fibrolith führend, mit kleinen Einschaltungen von Amphiboliten, und Blöcken von Kalksilikatgesteinen (aus Augit, Plagioklas und Quarz bestehend); auf diese folgen dann körnige oder körnigfaserige Plagioklasgneise (Feldspat: Oligoklas) mit ausgesprochen schieferiger Textur und Lagenstruktur (amphibolitische und aplitische Lagen), mit häufigem Granat, seltener mit Fibrolith. Ihm sind breite Amphibolitmassen, namentlich im Westen, eingelagert; am Ostende (Westabhang der Sucha hora) tritt auch ein Marmorlager auf. Verf. spricht diese Gneise als Paragneise an. Quarzit- und Graphitlager fehlen. Auf diesen Gneis folgen dann wieder weiße Granat- und Granulitgneise mit einzelnen Granulitbänken, auf diese wieder die Plagioklasgneise mit Einlagerungen von Granatamphibolit. Im südlichen Teil des moldanubischen Gebietes folgen von der Grenze gegen das moravische Gebiet von Ost nach West aufeinander: Ein granat- und turmalinführender, grobschuppiger Glimmerschiefer, Granulit, Amphibolitmassen, Zweiglimmergneise, dann wieder der teilweise als Gneisglimmerschiefer entwickelte Glimmerschiefer, im Westen dann granat-, turmalin- und fibrolithführende Plagioklasgneise vom Aussehen eines Glimmerhornfelsens, mit vorwiegendem Biotit, aber auch etwas Muscovit. Diese Gneise sind mit dem Glimmerschiefer durch Übergänge verbunden und beide Gesteine enthalten zahlreiche Lagen von Amphibolit, Granulit, Quarzit, Graphitquarzit und namentlich mächtige Lager von Marmoren, welche Tremolit führen. Diese haben im nördlichsten Teil (zwischen Kurlupp und Hafnerluden) fast westöstliches, sonst annähernd

nordsüdliches Streichen. Verf. bezeichnet die Gneise als Sedimentgneise und faßt sie als das der tieferen Stufe angehörige Äquivalent der Glimmerschiefer auf. Letztere gehen in der unmittelbarsten Nähe der Grenze gegen das moravische Gebiet stellenweise in mehr phyllitische Varietäten über.

Beschränktere Vorkommen in diesem Gebiete sind: Serpentin bei der Kirche Altstadt bei Drosendorf und bei Pingendorf, in Verbindung mit Amphibolit; magnetitreiche Amphibolite bei Kottaun und bei der Peintnermühle bei Frain; grobkörniger Gabbro als Blöcke zwischen Ungarschitz und Kurlupp; Aktinolithschiefer im Glimmerschiefer südlich der Loibingmühle bei Thürnau; ferner vereinzelt Granitfelsen und zahlreiche Vorkommen von Schörlpegmatit.

Die moravische Serie wird zunächst der Grenze durch eine breite (3—6 km) Zone von Bittescher Gneis eingenommen; meist muscovit- oder beide glimmerführende, orthoklasreiche Stengelgneise, seltener biotitreiche Augengneise mit Einlagerungen von Amphibolit, welche teilweise durchgreifende Lagerung zeigen. Diese Gneise sind stellenweise stark gefaltet. Das Fallen dieser Serie ist 25—30° gegen NW. Unter diesem folgt eine sehr dünne Lage (höchstens 100 m breit) eines plattig brechenden, als Kontaktschiefer bezeichneten Gesteins, welches durch Lagen von Epidot mit etwas Hornblende, Augit, Titanit, Zirkon und Apatit in der im übrigen aus Orthoklas bestehenden Masse ausgezeichnet ist. Dann folgen feinschuppige phyllitartige Glimmerschiefer, oft granathaltig, mit breiten Einschaltungen von glimmerigen Kalken. Dem Texte nach tritt der Kontaktschiefer hauptsächlich an der Grenze der Kalke gegen den Bittescher Gneis auf, mitunter mit dem Kalk wechsellagernd (bei Fugnitz). Das Kärtchen zeigt aber eine fast fortlaufende Zone. Am Ostrand bei Fronsburg ist auch eine lange Scholle Kalk mit Kontaktschieferand im Gneis eingeschlossen. Unter diesen Glimmerschiefern folgen flaserige und stengelige Zweiglimmergneise und in der Südostecke des Gebietes bei Prutzendorf treten, unter die vorgenannten Gesteine einfallend, aber größtenteils von Löß bedeckt, Quarzit, Sericitphyllit mit zahlreichen Quarzlagen und Bänken von Tonschiefer (mit Rutilnadelchen) auf. Von Ganggesteinen treten bei Frain im Bittescher Gneis und nördlich von Heufurth im Phyllit Kersantitgänge auf.

Die oben beschriebenen kristallinen Gesteine sind z. T. von miocänen Bildungen (seltener Tegel, bisweilen Sand oder Quarzschotter und Löß) bedeckt.

Was die Genese der Gesteine anbelangt, so äußert Verf. noch keine bestimmte Ansicht; gegen die Meinung, daß der Bittescher Gneis eine durch Druck schieferig gewordene Intrusivmasse sei und daß den moldanubischen Gesteinen in der Nähe der moravischen Grenze ein alpiner Charakter aufgeprägt worden wäre, finden sich in der Lagerungsform Hindernisse, und es würde auch der verschiedene Charakter der beiden Zonen noch nicht erklärt. Gebirgsbewegungen nach der Intrusion der Gneise glaubt aber Verf. bestimmt annehmen zu müssen.

C. Hlawatsch.

J. Hirschwald: Die Prüfung der natürlichen Bausteine auf ihre Wetterbeständigkeit. (Herausgegeben im Auftrage und mit Unterstützung des K. Preuß. Ministeriums der öffentlichen Arbeiten.) I. Die Verwitterungsagenzien und ihr Einfluß auf die natürlichen Bausteine. II. Die Methoden zur Prüfung der Gesteine auf ihren Wetterbeständigkeitsgrad. III. Die Bewertung des Einflusses, den die verschiedenen Eigenschaften des Gesteins auf ihre Widerstandsfähigkeit gegen Witterungseinflüsse ausüben. IV. Die systematische Prüfung der natürlichen Bausteine auf ihren Wetterbeständigkeitsgrad und die Ergebnisse dieser Prüfung an Gesteinsmaterialien älterer Bauwerke. — Berlin 1908. 675 p. Mit 54 Lichtdrucktaf. 4 Taf. in Buntdruck u. 133 Fig. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 257—264, 375—392, 464—478.)

HIRSCHWALD selbst gibt in der Zeitschr. f. prakt. Geol. ein Referat seines Werkes, das, wie er sich ausdrückt, „einen ersten Versuch zur wissenschaftlichen Begründung eines Verfahrens der technischen Gesteinsprüfung unter Verwendung eines umfangreichen Beobachtungsmaterials bildet“.

Er erörtert zunächst die allgemeinen Prinzipien für die Prüfung der Gesteine auf ihre Wetterbeständigkeit, wobei 1. die chemische Zusammensetzung, 2. die mineralogische Zusammensetzung und Struktur, 3. die Festigkeit, 4. die Porositätsverhältnisse, 5. die Erweichbarkeit in Wasser und 6. die Widerstandsfähigkeit gegen Frostwirkung in Betracht kommen. Sodann werden die für die wichtigeren Gesteinsarten zur Anwendung gelangenden Methoden der Untersuchung und deren Ergebnisse dargelegt. Es werden besprochen: 1. Sandsteine, 2. Grauwacken, 3. Kalksteine, 4. Dachschiefer, 5. allgemeine Gesichtspunkte für die Prüfung der kristallinen Silikatgesteine, 6. Granit, 7. Porphyry, 8. Trachyt, Rhyolith und Andesit, 9. Basalt, 10. vulkanische Tuffe.

Ä. Sachs.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

R. Arnold and R. Anderson. Metamorphism by combustion of the hydrocarbons in the oil-bearing shale of California. (Journ. of Geol. 15. 750—758. Chicago 1907.)

In den Öldistrikten von Santa Barbara County in Kalifornien treten dünn-schichtige, kieselige und diatomeenreiche Tonmergel des Mittelmiozäns auf, die stark bituminös sind und z. T. durch Verbrennung der Kohlenwasserstoffe aus einem weichen, weißen Gestein in eine harte, rote und schlackige Masse übergeführt wurden. Diese Vorgänge vollzogen sich in verschiedenen Niveaus von der Oberfläche bis in 1000 Fuß Tiefe, und stellenweise sind infolgedessen seit 50 Jahren eine Art Solfataren tätig. Auch finden sich

bereits in pleistocänen Schichten Fragmente solchen durch Verbrennung umgewandelten Gesteins.

Offenbar pflanzt sich das in Ölgebieten öfters an der Erdoberfläche ausbrechende Feuer längs Spalten in die Tiefe fort und bewirkt auf diese Weise eine Verbrennung des Bitumens mächtiger Schichtenstöbe.

Johnsen.

C. Gäbert: Über die Möglichkeit der Aufschließung neuer Steinkohlenfelder im erzgebirgischen Becken. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 114—119.)

Der Steinkohlenbergbau im erzgebirgischen Becken konzentriert sich bekanntlich auf zwei größere Gebiete, dasjenige von Zwickau—Bockwa—Oberhohndorf und das von Lugau—Würschnitz—Ölsnitz. Es erscheint im Hinblick auf die gegenwärtig vorliegenden Aufschlüsse geboten, die Gegend von Leukersdorf—Neukirchen bezüglich ihrer Kohlenführung noch weiter zu untersuchen. Mit Bezug auf die rapide Abnahme des Steinkohlenvorrates im Königreich Sachsen wäre ein erfolgreicher Aufschluß dringend zu wünschen.

A. Sachs.

F. Freise: Die Braunkohlenlagerstätten des Hohen Westerwaldes unter besonderer Berücksichtigung ihrer wirtschaftlichen Verhältnisse. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 225—237.)

Die Abhandlung zerfällt in I. einen geologisch-technischen Teil, II. einen bergwirtschaftlichen Teil. Unter I. werden behandelt: A. Typographische und hydrographische Skizze. B. Geologische und mineralogische Skizze; Beschaffenheit der Kohle. C. Grubenaufschlüsse. D. ehemaliger Grubenbetrieb; historische Skizze. E. Heutiger Grubenbetrieb. Unter II.: A. Produktionsverhältnisse. Absatz, Gestehungskosten, Erlöse. B. Arbeiterverhältnisse. C. Ausblick in die Zukunft des Bergbaus; Lagerstättenerschätzung und Vorschläge zur Hebung des Bergbaus.

A. Sachs.

G. H. Ashley: Were the Appalachian and Eastern Interior Coal Fields Ever Connected? (Econ. Geol. 2. 659—666. 1907.)

Verf. versucht die Frage zu beantworten, ob die appalachischen Kohlenfelder mit den östlichen inneren Kohlenfeldern (Illinois) je zusammengehangen haben. Er kommt etwa zu folgenden Resultaten:

Die ältesten Pottsvilleschichten des Appalachenfeldes fehlen im Illinoisfeld. Die mittleren Pottsvilleschichten kommen im östlichen, inneren Kohlenfelde vor. Sie sind aber wahrscheinlich in einem separaten Basin abgesetzt. In der „Post-Sharon-Pottsville“-Zeit hingen die beiden Felder auch nicht zusammen, ebensowenig in der „Post-Pottsville“-Periode.

O. Stutzer.

p*

S. W. Parr and N. D. Hamilton: The Weathering of Coal. (Econ. Geol. 2. 693—703. 1907.)

Die Verf. stellen Versuche über die Verwitterung der Kohlen an. Hierbei ergab sich, daß unter Wasser die Kohlen sehr wenig verlieren, an der Luft aber 2—10% von ihrem Wärmewert. Zahlreiche Diagramme begleiten den Text.

O. Stutzer.

R. A. F. Penrose jr.: The Premier Diamond Mine, Transvaal, South Afrika. (Econ. Geol. 2. 275—284. 1907.)

Verf. behandelt zunächst allgemein das Vorkommen der Diamanten in Südafrika und geht dann zu einer Beschreibung der Premiergrube über. Die geographische Lage und die Geologie, sowie die verschiedenen Hypothesen über Alter und Entstehung der Diamanten werden besprochen. Zum Schluß folgen einige allgemeine Mitteilungen über Gewinnung und Wert der Diamanten.

O. Stutzer.

G. H. Eldridge: The Formation of Asphalt Veins. (Econ. Geol. 1. 437—444. 1906.)

Asphaltadern kommen im Osten und Westen der Vereinigten Staaten, in Cuba und anderen Gegenden Westindiens vor. Ein besonders interessantes und leichtes Studium bilden die Gilsonitadern von Utah. Der reine Asphalt kommt hier als Ausfüllung von Spalten vor. Die Längenausdehnung der Asphaltgänge schwankt zwischen wenigen Fuß und einigen Meilen. Die Breite des Ganges beträgt im Maximum 18 Fuß und kann bis zur äußersten Feinheit hinabsinken. So fand Verf. bei Utah eine Ader von nur $\frac{1}{2}$ Zoll (= 0,0125 m), die aber eine Länge von 400 Fuß hatte und sich an der Oberfläche als dünne schwarze Linie auf dem hellen, gelblichgrauen Sandstein markierte. Treten diese Gänge aus einem dichten Gestein in ein lockeres, so zersplittern sie zu einem Netzwerk von kleinen Adern und werden wertlos. Nester von Asphalt treten in Tonschiefern bisweilen auf, und wurden früher auch im Westen von Nordamerika abgebaut. Sie erwiesen sich jedoch als unprofitabel und wurden verlassen. Als rentabel baut man heute nur reguläre Asphaltadern in massiven Sandsteinen ab.

Asphaltgänge zeigen dieselben Eigenschaften und Strukturen wie Erzgänge. Nebengesteinsbruchstücke sind öfters eingeschlossen.

Die Frage nach der Entstehung des Asphaltes hängt mit der Frage nach der Entstehung des Petroleum zusammen. Die bei den Asphaltgängen vorkommenden Nebengesteine sind stets Sedimentärgesteine: Sandsteine, Tone oder Kalksteine. Kalksteine, Tone und Schiefer zeigen häufig, die Sandsteine selten Imprägnation mit Asphalt.

Verf. nimmt an, daß Asphalt oder Erdöl ursprünglich in den bitumenreichen Sedimentgesteinen gesessen habe und dann durch eine tektonische Störung und Druck in die Spalten hineingepreßt wurde.

O. Stutzer.

J. Á. Wilder: The Lignite Coals of North Dakota. (Econ. Geol. 1. 674—681. 1906.)

Verf. beschreibt die Braunkohlenfelder, die im westlichen Teile von Nord-Dakota in den dortigen Laramieschichten (oberste Kreide) auftreten. Berechnungen über Heizwerte und erzielte Gasmenge sind beigegeben.

O. Stutzer.

G. H. Ashley: The Maximum Deposition of Coal in the Appalachian Coal Field. (Econ. Geol. 1. 788—793. 1906.)

Das Maximum dieser carbonischen Kohlenablagerung wird auf ca. 300 Fuß angegeben.

O. Stutzer.

H. B. Kümmerl: The Peat Deposits of New Jersey. (Econ. Geol. 2. 24—33. 1907.)

In New Jersey tritt ein brauner, faseriger, und ein schwarzer, schwammähnlicher Torf auf. Beide Varietäten gehen ineinander über. Der Wassergehalt des getrockneten Torfes schwankte zwischen 6,09 % und 28,14 %. Der Stickstoffgehalt betrug im Durchschnitt 1,75 % und schwankte zwischen 0,74 % und 2,83 %. Zahlreiche Proben, deren Aschengehalt 25 % und darunter betrug, ergaben bei der Verbrennung als Maximum 5,876 Kalorien, als Minimum 4,026 Kalorien. Mehrere Tabellen sind beigegeben.

O. Stutzer.

G. H. Ashley: The Maximum Rate of Deposition of Coal. (Econ. Geol. 2. 34—47. 1907.)

Verf. bespricht die Bildungsdauer der Torfmoore und kommt zu dem Schlusse, daß die 7 Fuß mächtige Pittsburgkohle 2100 Jahre, und in ihrer besten Entwicklung im Georges Creek-Basin 4000 Jahre zu ihrer Bildung gebraucht hat. Für die Kohlenbildung im Appalachian-Kohlenfelde (300 Fuß Mächtigkeit) nimmt Verf. dann eine Dauer von 100000 Jahren an.

O. Stutzer.

M. R. Campbell: The Value of Coal-Mine Sampling. (Econ. Geol. 2. 48—57. 1907.)

Verf. bespricht die Probeentnahme in der Kohlengrube und den Unterschied zwischen der Kohle in der Grube und der geförderten Kohle.

O. Stutzer.

F. F. Grout: The Composition of Coals. (Econ. Geol. 2. 225—241. 1907.)

Zur graphischen Darstellung der Kohlenarten konstruiert Verf. ein Dreieckdiagramm, mit O, H und C an den drei Ecken. Aus diesem

Diagramm kann man die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Kohlsorten ohne weiteres ansehen. Ferner sieht man, daß alle Übergänge zwischen Holz und Graphit vorhanden sind. Der Wert eines Diagramms für eine Klassifikation der Kohlen wird erläutert. Die vorgeschlagene Einteilung der Kohlsorten fußt auf die Bestimmung des festen Kohlenstoffes und des totalen Kohlenstoffgehaltes der einzelnen Brennstoffe. Diagramm und Schema dieser Einteilung sind der interessanten Abhandlung beigegeben. Ref. möchte darauf hinweisen, daß eine ähnliche Einteilung bereits von HILT vorgeschlagen wurde. Näheres darüber siehe DEMANET, Der Betrieb der Steinkohlenbergwerke. II. Aufl. p. 64.

O. Stutzer.

M. R. Campbell: Recent Improvements in the Utilization of Coal. (Econ. Geol. 2. 285—289. 1907.)

Verf. bespricht den Vorteil, den die Vergasung von Braunkohle und Torf gegenüber der Verbrennung dieser Brennstoffe bei der Erzeugung mechanischer Kraft hat.

O. Stutzer.

G. C. Martin: A Reconnaissance of the Matanuska Coal Field, Alaska, in 1905. (Unit. Stat. Geol. Surv. Bull. 289. 36 p. 1906.)

Verf. erläutert zunächst die allgemeine Geologie der Gegend. Ausführlicher werden dann die geographischen, geologischen und chemischen Eigenschaften der dortigen Kohlenfelder besprochen. Den Schluß bilden einige ganz kurze Bemerkungen über Gold- und Eisenvorkommen der dortigen Gegend.

O. Stutzer.

J. A. Bownocker and D. D. Condit: The Pomeroy Coal in Ohio. (Econ. Geol. 3. 183—199. 1908.)

Das Flöz der Pittsburgkohle und der Pomeroykohle in Ohio wurde bisher für äquivalent gehalten. Verf. weisen nach, daß das Flöz der Pomeroykohle dem der Redstonekohle entspricht und über der Pittsburgkohle liegt. Profile und Analysenresultate begleiten den Text.

O. Stutzer.

C. S. Brown: The Lignite of Mississippi. (Econ. Geol. 3. 219—223. 1908.)

Die Lignite der Mississippigegend sind tertiär und gehören der „Wilcox“formation an. Weiter östlich kommen auch Lignite der Kreideformation vor. Die Mächtigkeit der Flöze ist gering. Lentikuläre Gestalt der Flöze ist häufig. Die Qualität der Kohle wechselt, meist ist sie schlecht. Analysen folgen.

O. Stutzer.

M. A. Pistel: A Practical Test for Coking Coals. (Econ. Geol. 3. 265—275. 1908.)

Gute Kokkohle in einem Achatmörser gepulvert, haftet an demselben. Andere Kohle haftet nicht. Die Versuche wurden an 150 Kohlenproben durchgeführt.

O. Stutzer.

D. White: Some Problems in the Formation of Coal. (Econ. Geol. 3. 292—318. 1908.)

Verf. bespricht zunächst die bekannten Arbeiten von B. RENAULT „Sur quelques microorganismes de combustibles fossil“ (St. Etienne 1900) und von C. E. BERTRAND „Les Charbons humiques et les Charbons de Purins“. (Trav. et Mém. Univ. Lille 6. 1888.) Angeregt durch diese Schriften untersuchte er die Ölschiefer aus dem Perm von Brasilien und dem Eocän von Arkansas. Mikroalgen waren an der Zusammensetzung dieser Gesteine in großem Maße beteiligt.

Ferner bespricht er die interessante Schrift POTONIE'S: „Entstehung der Steinkohle und verwandter Bildungen einschließlich des Petroleums (Berlin 1905). Verkohltes Holz, das sich häufig in Kohlenflözen findet, faßt Verf. nicht als Produkt früherer Waldbrände, sondern als Verwitterungsergebnis auf.

Die Besprechung der verschiedenen „Kohlenprobleme“ befolgt in dem äußerst anregend geschriebenen Aufsätze die Einteilung: 1. Das Anhäufen des organischen Materials. 2. Die kohlebildenden Organismen, 3. Die biochemischen Vorgänge bei der Kohlenbildung. 4. Die dynamochemischen Prozesse.

O. Stutzer.

C. A. Fischer: Southern Extension of the Kootenai and Montana Coal-bearing Formations in Northern Montana. (Econ. Geol. 3. 77—99. 1908.)

Verf. berichtet über die südliche Ausdehnung der Kootenai- und Montana-Kohlenformation im nördlichen Montana.

O. Stutzer.

G. C. Martin: Geology and Mineral Resources of the Controller Bay Region, Alaska. (U. St. Geol. Survey. Bull. 335. Washington 1908.)

Nach einer geschichtlichen und geographischen Einleitung wird auf die Geologie der Controller Bay-Gegend in Alaska näher eingegangen, von welcher ausführlich die tertiären und quartären Ablagerungen beschrieben werden. Von nutzbaren Ablagerungen wird eingehend Kohle und Petroleum besprochen.

O. Stutzer.

D. R. Stuart: The Shale Oil Industry of Scotland. (Econ. Geol. **3.** 573—598. 1908.)

Verf. beschreibt die Ölschiefer-Industrie von Schottland. Nach einigen statistischen, geschichtlichen und industriellen Mitteilungen wird kurz die Geologie der Boghead-Kohle und des Ölschiefers (Carbon) besprochen. Profile durch den Ölschiefer-Distrikt begleiten die Abhandlung.

O. Stutzer.

M. R. Campbell: A Practical Classification for Low-grade Coals. (Econ. Geol. **3.** 134—142. 1908.)

Verf. will die Braunkohlen in „Lignite“ und „subbituminöse Kohlen“ einteilen. Unterscheiden kann man sie durch die Art der Verwitterung. Die subbituminösen Kohlen brechen unregelmäßig, die bituminösen prismatisch. Sie unterscheiden sich ferner durch die Farbe, die Lignite sind braun und die subbituminösen Kohlen schwarz.

O. Stutzer.

H. Foster Bain: Geology of Illinois Petroleum Fields. (Econ. Geol. **3.** 481—492. 1908.)

Die günstigsten Schichten für Petroleum in Illinois sind die Pottsville- und Chester-Schichten, deren verbrannter Ausstrich im zentralen Illinois wichtige Leitspuren sind. Ihre nördliche Begrenzung ist wenig bekannt. Das erste Petroleum wurde 1904 gewonnen. Im Jahre 1907 betrug die Produktion bereits über 24,5 Millionen Barrels.

O. Stutzer.

W. Aradi: Erdölstudien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **16.** 1908. 348—349.)

Die Mitteilung gliedert sich in 3 Teile: I. Beiträge zur Antiklinalhypothese. II. Über die Antiklinalen mit durchspießendem Kern. III. Einfluß des Bruchrandes der Klippen auf den Ölreichtum der transgredierenden Schichten.

A. Sachs.

W. Aradi: Entwurf zur Geologie der Kohle und Kohlenverbindungen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **16.** 1908. 349—350.)

Verf. schlägt folgendes System (mit Unterabteilungen) vor: I. Die Kohle und ihre Verbindungen. A. Elemente. B. Verbindungen. II. Geographische Verhältnisse. III. Genetische Verhältnisse. a) Vulkanischer Ursprung. b) Phytogener Ursprung. c) Zoogener Ursprung. IV. Entstehung der Lagerstätten. V. Metasomatismus der Lagerstätten. VI. Tektonische Verhältnisse.

A. Sachs.

G. J. Kellner: Petroleum in der Orange River Colony (Südafrika). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 283—284.)

In den Gebieten der Distrikte Wepener, Moroka, Ladybrand, Ficksburg, Senekal, Bethlehem, Harrismith und Vrede sind gewisse Bedingungen für das Vorhandensein von Erdöl gegeben. Charakteristisch für das Vorkommen des Erdöls in der Orange River Colony ist die Häufigkeit des Auftretens von Asphalt und schwefelwasserstoffhaltigen Thermen. Das Vorkommen ist an die Karruformation geknüpft. Verf. neigt zu der Ansicht, daß die erwähnten Distrikte als die ursprüngliche Lagerstätte des Erdöls anzusehen sind, die durch intrusive Gänge gestört oder vielleicht teilweise aufgeteilt sein mögen, daß aber das Öl durch Spalten und Kontakte sedimentärer und eruptiver Gesteine in weit davon gelegene Horizonte sekundär übertreten konnte.

A. Sachs.

H. Stremme: Über Kaolinbildung. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 443—445.)

Jene Theorie, welche die Kaolinbildung auf pneumatolytische und pneumatohydatogene Vorgänge zurückführt, schwebt nach wie vor unbewiesen in der Luft (vergl. RÖSLER, Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 251—254, 510—511).

A. Sachs.

R. Lachmann: Neue ostungarische Bauxitkörper und Bauxitbildung überhaupt. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 353—362.)

Es handelt sich um Funde im Bihargebirge. Die Abhandlung zerfällt in 2 Teile:

I. Bergwirtschaftliche Bedeutung. Topographische Position. — Art der Lagerstätten. — Schürfmethode. — Inhaltsberechnung. — Visible, possible, probable ore. — Mineralogisches. — Analysen. — Vorteile der Lage.

II. Genesis. SZADÉCKY's Deutung. — Metasomatisch statt hydrothermal. — Unabhängigkeit von tektonischen Richtungen. — Geologische Position. — Tektonik. — Bauxite und Eruptiva. — Bildungszeit. — Chemische Prozesse. — Herkunft des Aluminiums. — Gesamtbild. — Metasomatischer und basaltischer Bauxit. (Vergl. LOTTI, SZADÉCKY, LACHMANN, Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 501—506.)

A. Sachs.

M. Priehäuser: Die Flußspatgänge der Oberpfalz. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 257—269.)

Wir können in der Oberpfalz zwei getrennte Vorkommnisse unterscheiden, das eine, welches eine größere Bedeutung hat, nördlich von Regensburg zwischen den Stationen Schwarzenfeld und Nabburg der Linie Regens-

burg—Hof. Dort ist eine ganze Reihe von Gängen aufgeschlossen und zum Teil auch heute noch in intensiver bergbaulicher Bearbeitung. Der andere flußspatführende Gebietsteil liegt östlich von Regensburg bei Bach an der Donau. Dort ist in der Hauptsache nur ein Gang aufgeschlossen, der gegenwärtig nicht ausgebeutet wird. Verf. gibt eine Beschreibung dieser Vorkommnisse. In genetischer Hinsicht erblickt er in den Flußspatgängen der Oberpfalz, wie in den Flußspatgängen überhaupt, Ergebnisse thermaler Prozesse, welche die tiefergehenden Störungen im Gebirge zum Aufsteigen benutzten und so zum Absatz der Gänge in den zerrütteten Zonen Anlaß gaben.

A. Sachs.

K. Andrée: Über ein bemerkenswertes Vorkommen von Schwerspat auf dem Rosenhofe bei Clausthal. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 280—283.)

Bemerkungen über das Vorkommen von Schwerspaten, die durch Druckwirkungen eine Deformation derart erlitten haben, daß eine Zwillingslamellierung nach einem steilen Makrodoma zustande gekommen ist, die nachträglich noch Verwerfungen erfahren hat.

A. Sachs.

Lotti-Ermisch: Die Gipse des toskanischen Erzgebirges und ihr Ursprung. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 370—374.)

1. Die Gipsmassen der Küstenzone von Toskana oder der Catena Metallifera — mit Ausschluß der deutlich sedimentären des Ober-Miocäns — erscheinen fast durchweg im Rhätkalk. Sie sind jedoch nicht gleichzeitig mit dieser Formation entstanden, besitzen vielmehr alle charakteristischen Merkmale von metamorphen Gipsen.

2. Sie erscheinen hier in verschiedenen Niveaus, aber bei weitem am häufigsten nahe dem hangenden oder liegenden Kontakt mit den benachbarten Formationen.

3. Auf die nämliche Weise wie die Gipsmassen setzen die Mehrzahl der Erzlagerstätten dieser Gegend im Rhätkalkstein auf.

4. Auch diese Lagerstätten treten in verschiedenen Niveaus des Rhätkalkes auf, am häufigsten aber am oberen und unteren Kontakte.

5. Einige dieser Lagerstätten sind auf das engste mit Gipsmassen verknüpft, wenigstens der Örtlichkeit nach.

6. Wie die Gipsmassen, so sind auch die Erzlagerstätten des Rhätkalkes nicht gleichalterig mit den Formationen, in denen sie heute aufsetzen.

7. Der kavernöse, in Gips umgewandelte oder vererzte Kalkstein tritt fast immer auf zwischen einer Wechsellagerung von Tonschiefern und kompakten mergeligen Kalksteinen des Eocäns einerseits und glimmerschieferartigen, auch kalkigen Schichten der Trias und des Perm andererseits. Es müssen also Lösungen analog denjenigen, welche zum größten Teil den

Rhätkalk substituiert und dadurch die Eisenerz- und Galmeimassen (bezw. die ursprünglichen Sulfide, aus denen jene hervorgingen) erzeugt haben, auch die Gipsanhäufungen erzeugt haben, indem sie den kohlen-sauren Kalk in schwefelsauren Kalk umwandelten.

A. Sachs.

F. Cornu: Die Minerale der Magnesitlagerstätte des Sattlerkogels (Veitsch). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 449—456.)

Verf. beschreibt: I. Die primären Minerale der Magnesitmasse. II. Die sekundären Minerale der Magnesitmasse. III. Die primären Minerale der die Magnesitlagerstätte durchsetzenden Sulfidgänge. IV. Die epigenetischen Produkte dieser Sulfidgänge. V. Rezente Bildungen.

A. Sachs.

K. A. Redlich: Zwei neue Magnesitvorkommen in Kärnten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 456—458.)

Verf. beschreibt die in der Nähe des Millstätter Sees gelegenen Vorkommen der Millstätter Alp und von St. Oswald.

A. Sachs.

H. v. Wichdorff: Zur Kenntnis der alluvialen Kalklager in den Mooren Preußens, insbesondere der großen Moorkalklager bei Daber in Pommern. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 329—339.)

In der Einleitung weist Verf. darauf hin, daß eine gemeinsame wissenschaftlich-technische Forschung auf dem Gebiete der Moorkalklager nötig sei, um eine empfindliche Lücke allmählich auszufüllen und diese Bodenschätze heben zu können, die im Untergrund Norddeutschlands in so reichlichem Maße vorhanden sind. Es folgt sodann eine Besprechung der Moorkalklager nördlich von Daber in Hinterpommern: 1. das ehemalige Seebecken nördlich von Daber und seine geologische Entwicklung, 2. die Beschreibung der einzelnen Kalklager, 3. die wirtschaftliche Bedeutung der Kalklager nördlich von Daber und die Frage ihrer Abbaufähigkeit.

A. Sachs.

Synthese der Gesteine.

A. Fleischer: Untersuchungen zum Beweise der Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 60. - 254—258 -. 1908. 2 Fig.)

In Ergänzung früherer Mitteilungen (dies. Jahrb. 1909. I. - 51—52) teilt Verf. mit, daß an einem in einen Graphittiegel eingesenkten Porzellantiegel, nachdem in diesem Trachyt vom Westerwald geschmolzen war, nach dem Schmelzen oberhalb der stark eingesunkenen Masse die Tiegel-

wandung peripherisch abgesprengt und der unterste Teil fast vollständig in kleine Scherben zertrümmert war; ebenso erwies sich ein anderer Porzellantiegel, der nach Vornahme einer Schmelzung so langsam abgekühlt wurde, daß er nach Abkühlung von 16 Stunden kaum angefaßt werden konnte, als vollständig in ganz kleine Bruchstücke zersprengt. Ein Nickeltiegel, in dem Vesuvlava von 1906 geschmolzen wurde, zeigte nach dem Erkalten eine ringförmige Ausbeulung, ebenso ein Platintiegel, in dem ein Gemenge von 8CaO , 3SiO_2 , $2\text{Al}_2\text{O}_3$ geschmolzen war. Alle diese Erscheinungen weisen auf eine Ausdehnung der geschmolzenen Massen beim Erstarren.

Verf. beschreibt sodann eine einfache Vorrichtung, die bei pyknometrischen Bestimmungen das langwierige Schütteln zur vollständigen Entfernung der Luftblasen nach Übergießen der zu bestimmenden Substanz mit Wasser erspart. Das Pyknometer wird mit der Substanz in einen Exsikkator gestellt, dieser durch eine durchbohrte Glasplatte geschlossen, durch die luftdicht ein durch einen Hahn mit einem Wassergefäß in Verbindung stehendes Röhrchen bis in das Pyknometer hineinreicht. Eine an dem gewöhnlichen seitlichen Ansatz des Exsikkators angebrachte Luftpumpe entfernt die Luft aus dem Pyknometer und tritt noch einmal in Tätigkeit, nachdem man aus dem Wassergefäß das Wasser vorsichtig und tropfenweise in das Pyknometer hat hineinfallen lassen. **Milch.**

Topographische Geologie.

P. G. Krause: Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 29. (1908.) 185—326. Mit 8 Taf.)

Die vorliegende Abhandlung enthält die geologisch-paläontologische Beschreibung aller jener Schichten, welche die 1901 im Auftrag der preußischen Regierung bei Heilsberg in Ostpreußen ausgeführte Tiefbohrung durchstoßen hat, sowie einige Ergänzungen derselben auf Grund dreier kleinerer Bohrungen, welche die St. Georgsbrauerei und die Stadtgemeinde von Heilsberg im selben Jahre behufs Wassergewinnung vornehmen ließen.

Das fiskalische Bohrloch wurde in einem Endmoränenrücken bei 86,6 m über dem Nordseeeiveau angelegt und bis in eine Tiefe von 900 m unter die Erdoberfläche getrieben, woselbst die Arbeit infolge zu großer technischer Schwierigkeiten eingestellt werden mußte.

Die einzelnen von ihm der Reihe nach durchsunkenen Schichten sind die folgenden:

A. Eine vom Diluvium unterlagerte, 18,09 m dicke Tertiärscholle, welche aus kalkfreien Sanden und Tonen der oberen Abteilung der miozänen Braunkohlenformation zu bestehen scheint und offenbar durch den

pflugscharartig wirkenden Rand des nordischen Inlandeises vom Untergrund losgetrennt und emporgepreßt worden ist.

B. Das 42,09 m mächtige Diluvium. Es wird von dem „oberen Geschiebemergel“, welcher die für die Endmoränenregion auffallend große Mächtigkeit von 32,51 m erreicht, und darunter folgenden kalkhaltigen und kiesigen Sanden gebildet.

Eine 6,1 m starke, einheitliche Masse von „Deckton“ wurde nur in dem einen von der Heilsberger Kommune getriebenen Bohrloche angetroffen.

Da keine der bei Heilsberg ausgeführten Bohrungen auf marine Interglazialschichten stieß, als deren Fundort diese Gegend bisher galt, scheint ihre Existenz daselbst sowie in Ostpreußen überhaupt mehr als fraglich geworden zu sein. Wahrscheinlich dürfte es sich bei diesen angeblichen interglazialen Meeresbildungen um einige durch das Inlandeise verschleppte Fetzen einer marinen Präglazialablagerung handeln.

C. Das Miocän. Vorherrschend graue und z. T. sandige Tone, daneben auch etwas Braunkohlenletten von schwarzbrauner Färbung. Mächtigkeit 61,5 m.

D. Das Oligocän und Eocän(?). Mächtigkeit 95,5 m.

Eine 40,5 m starke Folge von fossilereen, kalkfreien, glaukonitischen und im wesentlichen sandigen Gesteinen, deren obere Lagen Bernstein führen, wird zum Oligocän gestellt. Vermutlich gehören die sodann auf einer Strecke von 55 m durchbohrten, fossilfreien, grünlich-grauen Letten und tonigen (im Liegenden hellen und glaukonitreichen) Sande dem Eocän an.

E. Die Kreideformation. Mächtigkeit 338 m.

Verf. gliedert die durch die fiskalische Bohrung erschlossene und allem Anscheine nach horizontal liegende Oberkreide in zwei Stufen.

a) Das Obersenon, 213 m mächtig.

Dasselbe umfaßt eine Folge von hell- bis grünlich-grauen, glaukonitischen, kalkhaltigen und an Foraminiferen reichen Sanden, in denen hellgraue, feste, sandig-glaukonitische Kreidemergel mit einer aus Fischresten, Belemniten, Serpeln und Bivalven sowie einigen Brachiopoden, Echinodermen- und Spongienfragmenten bestehenden Fauna eingeschaltet sind. Nach KRAUSE'S Meinung wäre es nicht unmöglich, daß die obersten 66 m dieser Serie, in denen lose Sande vorherrschen, noch zum Eocän gehören, während die untersten 25 m vielleicht schon ein Äquivalent des oberen Untersenons (Granulaten- und Quadratenkreide) darstellen könnten.

b) Der Emscher. Mächtigkeit 125 m. Die unter dieser Bezeichnung zusammengefaßten Sedimente werden folgendermaßen gegliedert:

1. 23 m mächtige hellgraue, harte Kreidemergel mit spärlichen Feuersteinen und einer Emscherfauna, welche von Fischresten, Belemniten (*Actinocamax*, *Belemnitella*), verschiedenen Muscheln (namentlich Inoceramen), einer *Rhynchonella*, Foraminiferen und Spongien gebildet wird.

2. Lockere Grünsande mit dünnen eingeschalteten Mergelbänken und Flunteinlagerungen. Vielleicht gehören diese 9 m mächtigen Schichten schon zum Turon.

3. 93 m mächtige, glaukonitische Sande, die zu unterst in einen festen Glaukonitsandstein übergehen.

Wie Verf. bemerkt, könnten sie vielleicht das Cenoman repräsentieren.

Das Vorhandensein einer ansehnlichen Schichtfolge von Oberkreide im staatlichen Bohrloche bei Heilsberg macht eine weite Verbreitung dieser Formation im Untergrunde Ost- und Westpreußens außerordentlich wahrscheinlich.

Die an manchen Orten höhere, an manchen tiefere Lage der Kreideoberfläche in den beiden genannten Provinzen erklärt Verf. durch Brüche, an denen sich einzelne Teile der Kreidetafel gegeneinander verschoben haben, während er die von einigen Forschern zur Deutung dieser Erscheinung angenommene tektonische Faltung auf das entschiedenste zurückweist.

F. Die Juraformation. Mächtigkeit 337 m.

Unmittelbar unter den Oberkreideschichten folgt die aus Kimmeridge, Oxford, Kelloway (vielleicht mit Cornbrash) und Rhät-Lias bestehende, sölhige Juraformation, deren relativ tiefe Lage (ebenso wie die der Kreide) durch eine Versenkung an Brüchen erklärt wird. Durch den Nachweis der mächtig entwickelten Juraschichten bei Heilsberg scheint die Annahme einer offenen Verbindung zwischen dem norddeutsch-baltischen und dem russischen Jurameere gerechtfertigt, dagegen das Vorhandensein einer westrussischen Insel (NEUMAYR) oder einer masurisch-pomerellischen Halbinsel (GALLINER) zur Jurazeit ausgeschlossen zu sein.

a) Das Kimmeridge. Mächtigkeit 61 m.

Es besteht aus einem Wechsel von teils weicheren, teils härteren, hellgrauen, kalkigen und tonigen, feinkörnigen Sandsteinen mit reichlichem Glaukonitgehalt, welche den Absatz eines mäßig tiefen, offenen Meeres darstellen. In seiner Fauna dominieren Lamellibranchiaten (42 Arten) und perlmutterschalige Ammoniten (16), neben denen Gastropoden (3), Brachiopoden (5), Röhrenwürmer (1) und Crinoiden (1) ganz in den Hintergrund treten. Die Namen der als neu beschriebenen Arten sind: *Cardioceras borussicum*, *Hoplites pristiophorus*, *Avicula remiformis*, *A. tenuis*, *Lima alaeformis*, *Entolium gothicum*, *Anomia densestriata*, *A. discus*, *A. inflata*, *Placunopsis patelliformis*, *Opis pulla*, *Lucina (?) scaphoidea*, *Protocardium borussicum*, *P. intermedium*, *Anisocardia alta*, *Solen radiatus*, *Pholadomya baltica*, *Thracia declivis*, *Rhynchonella uncinatocostata*, *Serpula rotundoquadrata*.

b) Oberes Oxford (= Korallenoolith). Mächtigkeit 68,2 m.

Bald weiche, bald steinharte Tonmergel, welche im Hangenden mit einer Phosphoritzone beginnen und in ihrem unteren Abschnitt Oolithhorizonte enthalten und mehr an das englische Coralrag als an den ihnen offenbar äquivalenten, nordwestdeutschen Korallenoolith erinnern.

Die Fauna dieser Stufe, welche bisher weder in Ost- noch Westpreußen anstehend bekannt war, umfaßt Teleostierschuppen, Crustaceenreste, einen Perisphincten und Belemniten, Bivalven-, Brachiopoden-, Echinodermenfragmente, Spongiennadeln und Foraminiferenschälchen; dazu kommen einige Pflanzenreste.

c) Das untere Oxford. Mächtigkeit 66,8 m.

Diese bisher in Ost- und Westpreußen nur in Geschieben nachgewiesene Jurastufe besteht aus lichtgrauen, feinen Sandsteinen, welche namentlich im Hangenden und Liegenden von Tonmergeln und Oolithbildungen begleitet werden. An der Zusammensetzung der Fauna beteiligen sich zahlreiche Crustaceen (mit *Calianassa subtilis* n. sp.) und perlmutterschalige Ammoniten (Gattungen: *Cardioceras*, *Oppelia*, *Haploceras*, *Stephanoceras*, *Macrocephalites* und *Peltoceras*), einige Bivalven (mit *Lima clathrata* n. sp. und *Phaenodesmia cuneiformis* n. sp.), Belemniten, Echinodermen und Spongien sowie ein Gastropode (*Alaria gothica* n. sp.) und eine Koralle.

d) Das Kelloway. Mächtigkeit 47 m.

Eine offenbar küstennahe Ablagerung von hellgrauen, kalkhaltigen und schwachtonigen Quarzsanden, welche mitunter Foraminiferen führen. In ihrem hangendsten Teile schließen sie zwei Bänke eines gelblich- oder bräunlichgrauen, mergelig-kieseligen und oolithischen Kalkes ein, dessen Fauna vorwiegend von Bivalven (mit den neuen Arten *Limatula prae-dispersa*, *Exogyra serrata*, *Anisocardia grandis*, *A. exporrecta* und *A. elatior*) gebildet wird, während Gastropoden (mit den neuen Spezies *Trochus balticus* und *T. borussicus*), Cephalopoden (*Stephanoceras*, *Cosmoceraceras*, *Perisphinctes*, *Nautilus*, *Belemnites*) und Brachiopoden (4 Arten) eine ziemlich untergeordnete Rolle spielen.

Vielleicht gehören die tieferen Sandlagen der in Rede stehenden Stufe bereits dem Cornbrash an.

e) Der Rhät-Lias. Durchsunkene Mächtigkeit 94 m.

Lichtgraue oder weißliche und zumeist kalkhaltige Sande mit einzelnen Bänken von grünlichem oder weißem, kalkhaltigem Ton, braunem Toneisenstein und grünlichem Sandstein, welcher Wellenfurchen und Kreuzschichtung aufweist. Diese Gesteinsfolge, welche außer einem *Dadoxylon?* sp. kein Fossil geliefert hat, erinnert sehr an den Rhät-Lias der Insel Bornholm und von Cammin.

Durch die sorgfältig ausgeführte Untersuchung KRAUSE's hat unsere Kenntnis des norddeutschen Untergrundes eine höchst wertvolle Bereicherung erfahren.

F. Trauth.

C. Renz: Zur Geologie der südöstlichen Rheinpfalz. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1905. 57. Monatsber. No. 12. 569—575. Mit 3 Textfig.)

Die vom Verf. innerhalb des Kartenblattes Speyer der geologischen Karte Bayerns ausgeführten Untersuchungen beschäftigen sich in erster Linie mit den Liasvorkommen des Queichtales. Schon GÜMBEL hatte in

den Weinbergen des Ohrenberges bei Siebeldingen lose Gesteinsbrocken mit Liasfossilien angetroffen, und zwar sowohl mit unter-, wie auch mit mittel- und oberliassischen Arten. In der Tongrube zwischen Birkweiler und Albersweiler wurden nun neuerdings blauschwarze bis graue, gelb verwitternde tonige Kalke und Mergel des Unterlias angeschnitten. Die tonigen Kalkbänke mit den dazwischengelagerten Mergeln und tonigen Schieferen sind jedenfalls in der Nähe der Küste abgelagert worden, wie dies auch durch eingeschwemmte Holzstücke oder kleine kohlige Einlagerungen, die bisweilen gefunden werden, angedeutet wird. Aus diesen ganz leicht gewölbten, im einzelnen aber stark zerrütteten Schichten wurde eine reiche Fauna gewonnen. Wichtig sind u. a. die auch abgebildete *Spiriferina tumida* BUCH, ferner *Zeilleria psilonoti* QUENST., *Z. vicinalis* α QUENST., *Rhynchonella ammonitica* QUENST., *Rh. belemnitica* QUENST. Massenhaft treten besonders die kleinen Rhynchonellen auf (*Rh. gryphitica* QUENST., *Rh. triplicata* QUENST., *Rh. oxynoti* QUENST. etc.); ungemein zahlreich ist *Gryphaea arcuata* LAM., während *Gr. obliqua* GOLD. seltener vorkommt. Bemerkenswert sind ferner die z. T. äußerst großen Exemplare von *Lima* (*L. gigantea* Sow., *L. punctata* Sow., *L. pectinoides* Sow.). Unter den Cephalopoden fallen nur die Belemniten (*B. acutus* MILL.) durch ihre Häufigkeit auf; die Ammoniten sind seltener, aber durch eine Reihe charakteristischer unterliassischer Typen ausgezeichnet, wie *Psiloceras Johnstoni* Sow., *Ps. plicatulum* QUENST., *Ps. subangulare* OPPEL, *Schlotheimia angulata* SCHLOTH., *Schl. Charmassei* D'ORB., *Schl. depressa* WÄHN., *Arietites ceratitoides* QUENST., *A. geometricus* OPPEL, *A. coronaries* QUENST., *A. rotiformis* Sow. Zu erwähnen sind noch die Nautilen (*Nautilus latidorsatus* D'ORB., *N. striatus* QUENST.). Von Gastropoden wurde nur eine nicht näher bestimmbare *Pleurotomaria* erhalten; in großen Massen sind dagegen wieder die Stielglieder der Crinoiden (*Pentacrinus tuberculatus* MILL., *P. scalaris* MILL., *P. moniliferus* QUENST.) vorhanden.

Die aus der Tongrube Birkweiler stammende Fauna enthält somit fast ausschließlich unterliassische Arten, die sowohl für Lias α wie für β bezeichnend sind.

In den obersten lehmigen Partien des Grubenrandes wurde jedoch auch ein *Aegoceras capricornu* SCHLOTH. aufgesammelt, so daß bei weiterer Abtragung möglicherweise auch noch der mittlere Lias aufgeschlossen wird. Es ist dies um so wahrscheinlicher, da auch am Ohrenberg bei Siebeldingen mittelliassische Fossilien, allerdings bis jetzt nur aus losen Gesteinsstücken, bekannt sind.

Im Liegenden des in der Tongrube Birkweiler anstehenden Unterlias wurde eine Bank von graugrünem pyritösem Sandstein mit Cardinien (*Cardinia depressa* ZIETEN) und darunter schwarze blätterige Schiefer mit einer Lage von braunem Sandstein bloßgelegt. Letztere Sandsteinplatten enthalten, ebenso wie der Cardiniensandstein, massenhaft kleine Weischaler, die an die „unsicheren Vorläufer“ QUENSTEDT's, sowie an *Taeniodon praecursor* SCHLOENB. erinnern. Wo der Pyrit in dem Cardiniensandstein zurücktritt, finden sich auch zahlreiche Schuppen.

Die pyritösen Sandsteine und schwarzen Schiefer werden daher für Äquivalente des sogen. Bonebeds (Rhät) angesehen, das auf der gegenüberliegenden Rheinseite eine ganz ähnliche Entwicklung zeigt.

Auch sonst ist die Stellung des pfälzischen Lias dieselbe, wie die der Juraverwerfung von Langenbrücken, wo in den Staffelbrüchen des Rheintales schmale, jurassische Schollen erhalten sind.

Am Schlusse der Publikation erwähnt Verf. noch das Auftreten von quartärem Löß bei Queichhambach (mit *Pupa muscorum* L., *Helix hispida* L., *Succinea putris* L., *S. oblonga* DRAP.). Es ist dies eines der wenigen Lößvorkommen im Inneren des Haardtgebirges. **Carl Renz.**

K. Keilhack: Erdgeschichtliche Entwicklung und geologische Verhältnisse der Gegend von Magdeburg. 122 p. 20 Fig. 2 Taf. 1909.

Gemeinfächliche Darstellung der Geologie von Magdeburgs Umgebung mit einer geologischen Übersichtskarte der Gegend und der neuen Endmoränen- und Urstromkarte. Im Anhang Hinweise für geologische Ausflüge in der Umgebung. **E. Geinitz.**

C. Schmidt und H. Preiswerk: Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe in 1:50 000. (Geol. Karte der Schweiz, herausgeg. v. d. geol. Komm. d. Schweiz. Naturf. Ges. No. 6. 72 p. Karte und 9 Taf. 1908.)

Die Linie Chur-Martigny, in die u. a. das Rhein- und Rhônetal fällt, teilt die Alpen in einen nördlichen und einen südlichen Abschnitt, die wesentliche Verschiedenheiten in ihrem Bau aufweisen. Im nördlichen werden die steil gestellten kristallinen Gesteine von den mesozoischen Schichten diskordant überlagert, in dem südlichen bilden die altkristallinen Gesteine (die den kristallinen Hauptstamm der Alpen bilden) mit den konkordant darauf lagernden jüngeren Sedimenten ein System liegender Falten und Decken. Hier findet sich keine Andeutung einer variszischen Faltung. In diesem Gebiete liegt die Simplongruppe, die von C. SCHMIDT und H. PREISWERK unter Verwendung der Aufnahme von A. STELLA im Maßstab 1:50 000 kartiert ist. Die Karte wird begrenzt: im Norden durch das Rhônetal von Visp bis Münster, den Nufenenpaß und das obere Bedrettal, im Westen durch die Linie Zwischenbergen—Stalden—Visp, im Süden durch die Linie Zwischenbergen—Crevola, im Osten durch die Linie Crevola—Campo—S. Carlo—Passo Naret.

Die Gesteine dieses Gebietes haben fast alle den Habitus der kristallinen Schiefer und oft ist es nicht leicht zu sagen, ob ein archaisches oder mesozoisches Gestein vorliegt.

A. Das prätriadische Grundgebirge

1. des Simplongebietes besteht aus Ortho- und Paragneisen.

Zu ersteren gehören:

a) der Verampiogranit, der bei Baceno am Zusammenfluß des Toce und des Divero auf kurze Strecke zutage tritt und das tiefstliegende tektonische Element des Simplons darstellt. Er ist ein normal-körniger, gelegentlich parallel struierter Zweiglimmergranit, der chemisch mit dem Fibbiagranit des Gotthardmassivs übereinstimmt.

b) Der Antigorio- und der Tessiner Gneis. Der Zug des ersteren, der in den Gebirgsstöcken der Cistella und der Colmine seine maximale Breite gewinnt, vereinigt sich mit dem letzteren östlich von Pommat. Der Antigoriogneis ist ein grobbankiger Zweiglimmergneis von granitischem Habitus. Ein regelmäßiger Orthitgehalt, die grüne Farbe des Glimmers und das Zurücktreten des Mikroklinns unterscheiden ihn vom Verampiogneis. Augengneise sind häufig. Der Tessiner gleicht dem Antigoriogneis in allen Punkten.

c) Der Monte Leone-Ofenhorngneis hängt ebenfalls mit dem Tessiner Gneis zusammen. Gantergneis und Eistengneis sind Abzweigungen von seiner Hauptzone. Er ist ebenfalls ein granitischer Zweiglimmergneis, dabei weniger grobbankig als der Antigoriogneis, reicher an schieferigen Varietäten und basischen Einlagerungen. Der Eistengneis und einige Teile des Gantergneises sind von einer granitporphyrischen Randfazies des Ofenhorngneises abzuleiten. Als „Gneise mit grünem Glimmer“ sind auf der Karte grüne, stark geschieferte Typen mit grünem Biotit und viel Epidot ausgeschieden. Mit ihnen erscheinen manchmal verknüpft Peridotite und Serpentin, während solche auch allein vorkommen, wie die mächtige, aus verschiedenen Gesteinstypen bestehende Serpentinmasse am Geißpfadpaß.

Zu den Paragneisen gehören:

d) der Lebendungneis, der seiner Hauptmasse nach ein dünn-schichtiger, biotitreicher, oft calcitführender Gneis ist. Lokal treten grobbankige Zweiglimmer- und Augengneise sowie glimmerreiche Hornblendegesteine auf; charakteristisch sind Einlagerungen, die an Konglomerate erinnern. Eine Abzweigung des Lebendungneises ist der

e) Valgrandegneis, der aus dünn-schieferigen, oft seidenglänzenden, sericitischen und zweiglimmerigen Gneisen und Glimmerschiefern besteht.

f) Der Berisalgneis umfaßt sehr feinkörnige, schieferige, graue und braune Sericit- und sericitische Biotitgneise und Granatglimmerschiefer. In dieser Gesteinszone finden sich in Linsen helle Zweiglimmerorthogneise und ferner mannigfaltige Orthoamphibolite.

2. Des Gotthardmassivs. Soweit das Gotthardmassiv in das Gebiet der Karte hineinreicht, besteht es teils aus Augengneisen, hellen Zweiglimmergneisen und granitischen Gesteinen, teils aus feinschichtigen Paragneisen und Schiefern. Auf der Alpe di Cruina nordöstlich vom Nufenenpaß werden die Granatglimmerschiefer von lamprophyrischen Ganggesteinen durchbrochen, die zur Ganggefölschaft des Rotondogranites gehören.

B. Carbon ist durch feinsandige, sericitische und chloritische Schiefer von grünlicher oder durch kohliges Pigment schwarzer Farbe vertreten, die Berisalgneise überlagern. Sie gehören jenem Zuge carbonischer Gesteine an, der sich vom Ausgange des Turtmantales bis zum Simplonospiz verfolgen läßt.

C. Mesozoicum.

1. Die Trias liegt transgressiv bald auf Ortho-, bald auf Paragneis, wobei gelegentlich Basalkonglomerate auftreten (namentlich in der „Teggiolomulde“). Die verbreitetsten Gesteine dieser Formation sind helle, kristalline, teilweise dolomitische Kalke (Marmor), die auch in den schmalsten Mulden die jurassischen Schiefer mit größter Regelmäßigkeit begleiten. Die Gerölle in solchen Kalken bestehen meist aus Granitgneis, am Hohsandgletscher aus schwarzen kieselig-tonigen Gesteinen unbekannter Herkunft. — Zuckerkörnige Dolomite von schneeweißer Farbe sind namentlich in der Ofenhorngruppe verbreitet. Sie sind oft von oxydischen und sulfidischen Erzen begleitet. Dahin gehören die Vorkommen im Binnen- und im Griestal. Rauchwacke ist namentlich in den nördlichen Triasmulden verbreitet, fehlt aber auch in den südlichen nicht ganz. Mit ihr sind Gips und Anhydrit engst verknüpft. Der einzige Punkt, wo Gips oberflächlich ansteht, ist bei St. Bernardo im Cairascatal. Das dortige Gestein ist ein heller, weicher, brüchiger Schiefer aus Gips und Dolomit mit braunen Phlogopitblättern und grünlichen Strahlsteinbüscheln. Mit Gips und Rauchwacke vergesellschaftet sind chloritische und sericitische Schiefer und weiche Glimmerkalke. Sehr oft werden die typischen Triasgesteine von Quarziten, sericitischen Quarziten und sericitischen Quarzglimmerschiefern begleitet, mancherwärts sogar verdrängt. Es kommt dann sogar vor, daß die Triaskalke und -dolomite nur als einzelne Linsen und Lagen in quarzigen Sericitschiefern auftreten. Endlich sind die granathaltigen Glimmerphyllite bei Baceno oberhalb Crodo zur Trias zu rechnen, die unter dem Antigoriogneis zutage treten.

Fossilien sind in der Trias nur in den Schwarzen Balmen ob Alpen am Südabhang des Monte Leone gefunden; es sind Crinoidenbreccien. Unterschiede in der Zusammensetzung der Trias. binden sich an Verschiedenheiten der Unterlage. Typische Triassedimente (Marmor, Gips, Rauchwacke) findet sich namentlich, wo die Trias auf Orthogneisen lagert.

2. Der Jura. Das liassische Alter der tieferen Schiefer der Bedretto- mulde ist durch Fossilien belegt. Wie weit die über den Fossilhorizonten liegenden Bündner Schiefer in der stratigraphischen Serie hinaufreichen, ist unbekannt. Man betrachtet sie als Jura. Die Schiefer erfüllen die zwischen den Gneisen hinziehenden Mulden und werden von jenen meist durch Triasgesteine getrennt. Sie sind kalkig-schieferige, z. T. sandige Sedimente von flyschartigem Habitus und in metamorpher Fazies. In Frankreich hat man sie als Glanzschiefer (schistes lustrés) bezeichnet. Auf der Karte sind in ihnen verschiedene Typen von Gesteinen ausgeschieden, die durch mannigfache Übergänge verbunden sind.

Am verbreitetsten sind Kalkphyllite, dunkle, glimmerige Schiefer aus Calcit, Quarz und Muscovit. Kalkreiche Varietäten sind oft hell gefärbt und kommen reinen, meist etwas quarzhaltigen Marmoren nahe. Strichweise stellen sich in den Kalkphylliten granatführende Schiefer ein. Diese sind hell- oder dunkelgrau, schillernd, knollig-flaserig. Die Granaten darin erreichen über Zentimetergröße. Einzeln kommen Disthen und Staurolith vor. Die zoisitführenden Schiefer sind hornfelsartige Gesteine. Die Zoisite treten auf angewitterter Oberfläche knotenartig hervor. Schwarze Dachschiefer mit Sprödglimmer finden sich ebenso wie die Zoisitschiefer vorzugsweise im Nordrand der Bedrettomulde. Es sind charakteristische schwarze, dünn-schieferige Gesteine mit silberglänzenden Sprödglimmerschuppen. Endlich treten in den Bündner Schieferzonen auch Sandsteine, Quarzite und braune, quarzige Schiefer mit Biotit auf. Letztere sind oft nicht leicht von ähnlichen Triasgesteinen zu trennen. In verschiedenartigen Typen der tieferen Teile der mesozoischen Sedimente greift im nordöstlichen Kartengebiet quarzige Ausbildung Platz.

D. Die Grünschiefer im Mesozoicum.

Grüne Gesteine von teils schieferigem, teils massigem Habitus, die Abkömmlinge von basischen Eruptivis sind, finden sich in Form von konkordant eingelagerten Linsen und ausgedehnten flachen Lagern in den tieferen Horizonten fossilere, kalkiger Bündner Schiefer, selten auch in der oberen Trias. Am häufigsten sind Prasinite, Umwandlungsprodukte von Gabbros und diabasartigen Gesteinen, bestehend aus gemeiner grüner Hornblende, saurem Plagioklas, Epidotmineralien, Titanit oder Rutil und Eisenerzen. Ein Pikritgestein findet sich am Safischpaß. Serpentin und Topfstein begleitet die Prasinite. Die an der Grenze zwischen den Grünschieferlinsen und ihrem Nebengestein auftretenden kieselreichen Gesteine und Albitschiefer sind nicht als Kontaktprodukte, sondern Erzeugnisse einer späteren Umwandlung aufzufassen.

Tektonik.

Der Schieferzug der Bedrettomulde trennt von den nördlichen Zentralmassiven des Finsteraarhorn und Gotthard die lepontinischen Alpen, in denen mesozoische und altkristalline Gesteine iunig miteinander verflochten sind. Zwischen Simplon und Tessintal liegen die Schichten zwar kuppel- oder domartig gelagert; aber es handelt sich nicht um eine einfache Schichtfolge, sondern um ein Paket von flach übereinanderliegenden Falten, in denen man folgende nach Norden gerichtete Gneisantiklinalen und weit nach Süden ausgezogene Mulden mesozoischer Sedimente unterscheiden kann:

1. Bündner Schieferzone der Bedrettomulde, der Eistenmulde, der Gantermulde, der Magenhornmulde und des allgemeinen Hangenden der Gneise.
2. Granatglimmerschiefer, Sericit- und Biotitgneise, Amphibolite, zweiglimmerige Augengneise: Berisalgneis (1800 m mächtig) Gneis A.
3. Bündner Schiefer der Ganter-Monte Leone-Hüllehornmulde Mulde I.

eine nördliche (Ilanz—Visp) und eine südliche (Siders—Val Ferret—Moutiers—Briançon). Erstere ist die Bedretto-, letztere die Val Ferretmulde. Die Glanzschiefer der letzteren werden auf der Innenseite von Carbon begleitet. Über den Innenrand dieses Carbons geschoben sind die Glimmer-, Hornblendeschiefer und Gneise der „Zone des Großen St. Bernhard“, die im Osten mit den Berisalgneisen verschmelzen. Diese werden am Roc de Budri, an der Bella Tola und an den Becs de Bossons von Trias überlagert, die das Liegende der Bündner Schiefer der Zinalmulde ist. Diese Zinalmulde wird von der Gneismasse der Dt. Blanche überlagert, während östlich von ihr¹ am Gornergrat usw. die Mte. Rosagneise emportauchen, die sich durch das Val d'Anzasca mit dem Tessiner Gneis verbinden. Das wurzelnde Massiv des Mte. Rosa taucht nach Westen unter und dann in Gran Paradiso wieder auf. Vor dieser Einsenkung liegt die Dt. Blanche-Decke, die SCHMIDT und PREISWERK als eine vom Massiv der Ivreazone abgeschürfte und nach Norden geschobene Deckscholle betrachten. Diese Einsenkung entspricht derjenigen zwischen Mt. Blanc- und Aarmassiv und findet sich weiter nördlich in der Senke zwischen Vogesen und Schwarzwald, ja vielleicht noch zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Harze wieder. Die Masse der Dt. Blanche hat als „traîneau écraseur“ aus dem Rhônetal die Decken der Voralpen herausgepreßt. Das Rhônetal ist hier eine Narbe. Ostwärts mag sich die Dt. Blanchemasse noch weit über die Alpen forterstreckt haben.

An nutzbaren Gesteinen, Erze, Mineralien sind zu nennen: Gneis, Marmor, Dachschiefer, Giltstein; Eisenerz und silberhaltiger Bleiglanz im Binnental, goldhaltiger Pyrit bei Crodo und Gondo (letzterer wurde noch 1894—96 abgebaut), Asbest. Hervorzuheben ist der Reichtum des Binnentales an wissenschaftlich interessanten Mineralien.

Gesteinsanalysen sind von folgenden Typen ausgeführt:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	73,15	69,55	75,25	67,40	67,60	75,40
TiO ₂	0,50	0,33	0,15	0,50	0,60	0,20
Al ₂ O ₃	13,63	15,23	9,76	14,05	15,38	12,54
Fe ₂ O ₃	0,73	0,49	0,65	0,90	0,81	1,37
FeO	0,94	2,48	0,80	2,55	2,39	0,22
MgO	0,63	1,03	0,23	0,76	1,33	0,58
CaO	1,10	2,80	3,70	3,45	2,25	—
Na ₂ O	3,72	3,57	3,88	4,00	3,95	1,07
K ₂ O	4,66	2,81	4,51	2,88	3,50	8,32
H ₂ O	0,60	1,33	0,34	0,88	1,07	0,57
P ₂ O ₅	—	—	—	1,72	—	—
CO ₂	—	0,20	Spur	Spur	—	Spur
Sa. . . .	99,66	99,82	99,27	99,09	98,88	100,27

¹ Nicht „westlich“, wie es p. 54 heißt. Ref.

	7.	8.	9.	10.	11.	12.
SiO ₂	41,65	39,05	46,30	50,20	51,10	64,65
TiO ₂	—	0,85	—	1,75	0,69	1,15
Al ₂ O ₃	1,47	21,38	5,27	16,66	18,57	19,97
Fe ₂ O ₃	2,03	6,16	2,59	1,94	3,08	1,37
FeO	6,49	4,45	2,92	7,91	6,13	3,56
MgO	42,26	7,84	22,42	4,39	3,90	1,28
CaO	1,72	18,25	17,30	8,05	10,65	—
Na ₂ O	—	—	—	4,25	3,12	1,39
K ₂ O	—	—	—	2,06	1,27	3,65
H ₂ O	3,82	1,74	4,02	1,59	1,53	2,79
P ₂ O ₅	—	Spur	—	—	—	—
CO ₂	Spur	Spur	—	1,55	Spur	—
Sa.	99,44	99,72	100,82	100,35	100,04	99,81

No. 1—12 = prätriadisches Grundgebirge.

1. Verampiogranit. S. Martino bei Baceno.
2. Granathaltiger Gneis. Westufer des Cairasca, Brücke von Rosso bei Varzo.
3. Heller Antigoriogneis. Crodo.
4. Dunkler Antigoriogneis. Crodo.
5. Dunkler Antigoriogneis. Ponte del Diavolo ob Iselle.
6. Eisengneis. Eisen.
7. Dunit. Geißpfadpaß [vergl. dies. Jahrb. 1905. II. -221-].
8. Amphibolit am Serpentinkontakt. Geißpfadpaß.
9. Serpentinisierter Diallag oder Diallagit. Grampielhorn.
10. Hornblendeschiefer im Lebendungneis. Simplonstraße bei Gaby.
11. Hornblendeschiefer im Berisalgneis. Refuge V, Simplonstraße.
12. Granatführender Glimmerschiefer. Simplonstraße ob Berisal.

	13.	14.	15.	16.	17.
SiO ₂	11,15	55,30	80,00	37,95	62,20
TiO ₂	0,16	1,62	0,25	0,60	1,80
Al ₂ O ₃	3,11	13,51	9,47	8,63	15,36
Fe ₂ O ₃	0,24	3,56	0,16	0,73	1,21
FeO	0,80	1,67	0,29	2,10	3,63
MgO	5,56	7,61	0,28	1,33	1,31
CaO	28,05	4,85	0,35	26,25	4,10
Na ₂ O	0,58	1,51	0,82	1,49	3,65
K ₂ O	1,09	3,37	4,83	1,05	1,72
H ₂ O	13,12	4,14	3,73	3,64	1,25
SO ₃	30,92	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	Spur	—	Spur	0,29
CO ₂	4,50	3,30	—	17,30	1,15
Sa.	99,28	100,44	100,18	101,07	97,67

	18.	19.	20.	21.	22.
Si O ₂	62,80	56,85	46,10	50,85	53,15
Ti O ₂	0,62	1,60	1,25	0,85	0,69
Al ₂ O ₃	14,13	20,02	29,17	24,38	23,27
Fe ₂ O ₃	0,81	2,18	10,98	3,67	3,17
Fe O	3,05	3,77	0,65	4,13	6,53
Mg O	1,24	1,62	1,84	2,03	2,05
Ca O	7,00	2,65	2,65	2,25	0,95
Na ₂ O	2,44	1,57	1,03	2,09	1,13
K ₂ O	2,43	4,23	2,91	4,65	2,62
H ₂ O	1,59	3,73	3,72	5,02	6,24
P ₂ O ₅	—	—	0,25	—	0,35
C O ₂	4,45	—	—	—	—
Sa.	100,66	98,22	100,25	99,92	100,15

No. 13—22 = Trias- und Jurasedimente.

13. Glimmer- und hornblendeführender Gips. S. Bernardo, Cairascatal.
14. Sericitschiefer mit Biotitkristallen. Böchern-Häuser bei Grengiols.
15. Quarzitischer Schiefer. Unter der Teggiolospitze.
16. Kalkphyllit. Simplonstraße bei Gaby.
17. Quarzreicher Phyllit. Passo di Valtendro, östlich Veglia.
18. Quarzreicher Kalkphyllit. Punta Maror, Cairascatal.
19. Granatphyllit. Wasenhorn.
20. Granathornfels. Simplonstraße, westlich Crevola.
21. Granathornfels. Civina fuori, Westufer des Cairasca.
22. Dachschiefer mit Sprödglimmer. Napoleonsbrücke bei Bug.

	34.	35.	36.
Si O ₂	52,75	73,35	78,60
Ti O ₂	0,75	0,40	0,37
Al ₂ O ₃	24,44	6,48	4,65
Fe ₂ O ₃	4,04	0,32	0,16
Fe O	1,23	1,67	2,17
Mn O	0,42	—	0,15
Mg O	0,81	1,01	1,60
Ca O	8,45	7,04	6,10
Na ₂ O	5,71	2,46	1,75
K ₂ O	0,73	0,74	0,21
H ₂ O	Gew. 1,20	1,40	0,80
C O ₂	—	4,50	4,00
Sa.	100,53	99,37	100,56

23—36 = Grünschiefer des Mesozoicums.

[Von diesen ist hier nur ein Teil angeführt. Die Analysen 23—29, 32, 33 sind schon in dies. Jahrb. 1909. I. - 60—63-, 30, 31 in 1905. II. - 222- mitgeteilt. Ref.]

34. Albit-Epidotfels am Kontakt von Prasinit. Im Eich bei Visp.

35. Adinol am Kontakt von Prasinit. Niedersten, Gamsertal.

36. Adinol am Kontakt von Prasinit. Katzhaus, südlich Visp.

Otto Wilkens.

1. J. T. Mandy: Geologische Untersuchungen in der Umgebung des Hauenstein-Tunnels, Schweizer Jura. Inaug.-Diss. Freiburg i. B. 1907. 44 p. 3 Taf.

2. J. B. Celliers: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Eptingen, Baselland. Inaug.-Diss. Freiburg i. B. 1907. 46 p. 2 Taf.

3. L. de Villiers: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Eptingen und Läuelfingen. Inaug.-Diss. Freiburg i. B. 1907. 54 p. 2 Taf.

Die Verf. haben ein Stück des Schweizer Faltenjuras, das im Westen von der Straße Niederndorf (Kanton Baselland)—Waldenburg—Langenbruck, im Osten von einer Linie, die etwa von Olten nach dem Dielenberg verläuft, im Norden von der Grenze des Ketten- und Tafeljuras begrenzt wird, im Maßstabe 1:25 000 kartiert. Zugrunde liegen die Blätter Langenbruck, Hölstein, Olten und Läuelfingen des Siegfriedatlas.

Die Schichtfolge in diesem Gebiete ist folgende:

1. Trias. A. Muschelkalk. a) Anhydritgruppe: Graue Mergel, gelblich oder grauweiße Dolomite und Kalke, Zellendolomit, Anhydrit und Gips (Ausbeutung bei Läuelfingen). Das oberste Glied der Stufe ist der sogen. „untere Dolomit“. b) Hauptmuschelkalk. 1. Trochiten- und *Nodosus*-Kalk (30—40 m). 2. *Trigonodus*-Dolomit, der sogen. „obere Dolomit“ (20 m). Für die Tektonik ist die Unterscheidung des unteren und des oberen Dolomites von großer Wichtigkeit. Der untere ist dünnbankiger, weicher, leichter verwitternd, nie oolithisch, ganz fossilieer, der obere zeigt entgegengesetzte Eigenschaften. Die Oolithe des oberen sind nur lose durch kleine Dolomitrhomboeder verkittet. An einer Stelle fand sich in dieser Stufe ein schwaches Bone-bed.

B. Der Keuper ist namentlich im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes sehr verbreitet. Die Lettenkohle läßt sich nur schwer abtrennen. Sie wird durch bunte Mergel, graublaue Schiefertone und Zellendolomit vertreten. Östlich von Eptingen scheint sie ganz zu fehlen. Der mittlere Keuper ist ähnlich zusammengesetzt, doch spielen noch Gips und Sandsteine eine Rolle. Der Schilfsandstein ist bräunlich gefärbt, mürbe und sehr reich an weißem Glimmer. Gipsschlote sind häufig und erreichen z. T. bedeutende Dimensionen. Rhät wurde nur in dem Gebiet zwischen Eptingen und Langenbruck angetroffen.

2. Jura (durchschnittlich 400 m). A. Lias (30—35 m in der Gegend zwischen Waldenburg—Langenbruck und Eptingen). Er beginnt mit 0,1 m Insektenmergel. Dann folgen schwarzblaue Kalke mit *Gryphaea arcuata*, die gelegentlich Kieselknollen führen. Der mittlere Lias (schlecht aufgeschlossen) besteht aus grauen Tonkalkbänken mit trennenden Mergelagen (*nummismalis*-Schichten) und aschgrauen, harten Kalken mit *Gryphaea cymbium* LAM. *Ammonites margaritatus* wurde nicht angetroffen. Die grauen, verwittert rostbraunen Posidonien-schichten sind meist als sandiger Kalk entwickelt, die *Jurensis*-Zone ist durch eine Wechsellagerung von Mergel- und Tonkalkbänken vertreten (Aufschlüsse südöstlich von Fasiswald).

B. Brauner Jura. Der *Opalinus*-Ton ist ein schwarzer oder grauer, schieferiger Ton mit kleinen weißen Glimmerblättchen. Flache Pyritkonkretionen und in den höheren Partien große Septarien sind darin häufig. Der Leitammonit ist selten. Die *Opalinus*-Tone sind meist bewachsen; oft geben sie zu Rutschungen Anlaß. Von den *Murchisonae*- und *Sowerbyi*-Schichten hat MANDY bei der Frohburg ein genaues Profil aufgenommen und dasselbe in Form einer Tabelle dargestellt, auf die hier verwiesen sein möge. Die erstere Stufe ist zwischen Eptingen und Waldenburg 10—12, die letztere 15 m mächtig. Bei der Frohburg sind es 5,1 und 18,4 m. Hier macht sich in der *Murchisonae*-Stufe ein starker Gesteinswechsel geltend, der auch westlich von Eptingen herrscht: braune, schwach oolithische, sandige Kalke, Eisenoolith, rauhe, schwarzgraue Kalke, grünlichgrauer, erdiger Kalk, grauer Sandkalk und dunkelgraue Mergel nehmen an dem Aufbau dieser Zone teil. Die *Sowerbyi*-Schichten bestehen aus wechsellagernden eisenschüssigen, teilweise eisenoolithischen Kalken und dunklen, schwarzblauen Mergeln. Diese haben Ähnlichkeit mit dem *Opalinus*-Ton, können aber an ihren gelben Tongeoden leicht erkannt werden. Die oberste Kalkbank entspricht der *Sauzei*-Zone. Die *Humphriesi*-Schichten sind 1,5—2 m mächtig und bestehen aus graublauen, mergeligen Kalken ohne Glimmer (westlich von Eptingen) oder dunklen, eisenoolithischen Kalken (Frohburg). Besonders häufig ist darin *Ctenostreon proboscideum*. Nach CELLIERS ist der Leitammonit sehr häufig. Die *Blagdeni*-Schichten (35—50 m) werden durch eine Wechsellagerung von aschgrauen, sandigen Mergeln und oft konzentrisch-schalig zerfallenden Kalken gebildet. Die Versteinerungen darin sind meist verkieselt. Die obersten Schichten sind oolithisch und gehen dann rasch in den Hauptrogenstein über. Dieser ist 60—75 m mächtig. Seine höchsten Lagen sind eisenschüssige, rostbraune Kalke mit großen Parkinsonien, in den tieferen Schichten fällt eine Crinoidenbank auf [wohl *Cainocrinus*. Ref.]. Die Schichten der *Rhynchonella varians* beginnen mit eisenschüssigen, graublauen, verwittert rotgelben Spatkalken, mergelige Lagen schalten sich dazwischen. MANDY fand 15—20 m Mächtigkeit im Westen seines Gebietes, welche dann gegen Osten unter Mergeligwerden des Gesteins abnimmt. In den Macrocephalenschichten liegen zu unterst blaugraue Tone, gelegentlich mit Kalkknauern, darüber folgt strohgelber Sandkalk

von mehreren Metern Mächtigkeit, schlecht geschichtet, und endlich die „Dalle nacrée“, eine dünnplattige Echinodermenbreccie, die aber im Gebiet zwischen Eptingen und Läuelfingen fehlt. Hier lagert sich das Callovien direkt auf den strohgelben Kalk. CELLIERS beobachtete, daß auf der unebenen Oberfläche der Dalle nacrée zunächst eine 6—12 cm dicke Schicht von rotbraunem erdigem Ton mit zahlreichen Terebrateln liegt, worauf eine 40 cm mächtige Bank erdigen Kalkes mit braunen Eisenoolithen folgt, dessen Farbe bräunlich, schmutziggrünlich, rötlich und gelblich ist. Hierin finden sich: *Ammonites ornatus*, *A. anceps*, *Belemnites hastatus*, *Terebratula impressa* u. a.

C. Der weiße Jura beginnt mit den Birmensdorfer Schichten, die aus gutgeschichteten, dichten Kalkbänken bestehen. Das Gestein ist durch das vereinzelt Auftreten von kleinen rostgelben Flecken charakterisiert, die von zersetztem Pyrit herrühren. Bei Ifental sind Schwämme in dieser Stufe sehr häufig. MANDY fand hier ein *Tremadictyon* von 68 cm Durchmesser. Diese Zone hat 6—7 m Mächtigkeit. Sie wird von den Effinger Schichten (110 m) überlagert, die eine Wechsellagerung von grauen Kalken und Mergeln darstellen. Zwischen Eptingen und Läuelfingen sind jüngere Schichten des Jura nicht erhalten. Im übrigen Gebiet folgen auf die Effinger die Geißbergsschichten (10—12 m), untergeordnet gelbliche, vorherrschend weiße, splitterige Kalke mit einzelnen Oolithkörnern, dann die selten aufgeschlossenen Schichten des *Hemicidariscremularis*, außerordentlich bunte Kalke. Die Wangener Schichten sind gutgeschichtete, weiße, oolithische Kalke, die vom Hauptrogenstein oft kaum unterschieden werden können.

3. Die älteste tertiäre Ablagerung ist das Bohnerz. Es besteht aus braunen Tonen und gelblichbraunen Kalken mit schwarzen, glatten oder gekörneltten Erbsen, die von Feuerstein- und Jaspisknollen begleitet werden. CELLIERS fand beim Hofe Humbel bei Waldenburg typische „Katzenköpfe“, d. h. unregelmäßig eckige, mit Löchern, Höckern und Furchen versehene, fossilführende Blöcke von verkieseltem Oolith. ROLLIER hat solche Blöcke als Oberkimmeridge von Lausen (Kanton Baselland) beschrieben. Bei Humbel kommt auch ein grauer, zäher, bituminöser Süßwasserkalk mit Limnäen und Planorben vor. Bestimmen ließ sich nur *Limnaea dilatata* NOUL. Zwischen Eptingen und Läuelfingen ist das Tertiär sehr verbreitet. Hier liegt im oberen Teil des Bohnerzes ein Süßwasserkalk von rötlichgrauer Farbe, dann fleischroter Kalk (2—3 m) und rötlichgelber Kalk mit zahlreichen birnförmigen Pholadenlöchern auf der Oberfläche, auf der Sandkörner und Bryozoen aufsitzen. An der Hasenweid finden sich Blöcke von Bryozoenkalk. Dieser enthält Sand mit Zirkon-, Granat-, Turmalinkristallen, Quarz, Muscovit und verkieseltem Holz, ein Material, das aus dem Schwarzwald stammen dürfte. Diese marine Ablagerung muß älter als Obermiocän sein. Darüber folgen fossilfreier Mergel oder bunter Süßwasserkalk mit *Helix*, der die Unterlage der Juranagelfluh (4—6 m) bildet. Diese besteht aus gut gerundeten Geröllen der in der Nähe anstehenden Gesteine sowie von Sequankalk. Die

Gerölle zeigen oft Eindrücke, auch wohl (durch die Muschelkalküberschiebung verursachte) Pressungserscheinungen. Über der Juranagelfluh folgen Ablagerungen von wechselndem Charakter ohne Versteinerungen (vergl. DE VILLIERS, p. 25—29).

Moränenmaterial aus den Alpen und dem Jura kommt vielerwärts vor.
Gebirgsbau:

Folgende Juraketten streichen durch das untersuchte Gebiet: Weißensteinkette, Farisberg- oder Graiterykette, Paßwangkette, Mt. Terrible—Wiesenbergkette, Hasenhubelkette. Letztere ist schon ein Stück Tafeljura.

Die Weißensteinkette tritt nur mit einem kleinen Stückchen in das Gebiet ein. Die Graiterykette ist durch die Antiklinale des Hom-, Schwengi- und Erzenberges vertreten, deren Südschenkel bei Asprain unweit Langenbruck von einer Querverwerfung durchschnitten wird, die den östlichen Flügel um 80—100 m senkt. Es folgt die Hauensteinmulde, die sich nach Südwesten in der Synklinale Gigersberg—Gwiden—Dürstel—Hüslimatt fortsetzt. Diese Mulde wird nördlich von Langenbruck von einer Querverschiebung durchsetzt, die den westlichen Flügel (die Krähegg) etwa 200 m nach Norden verschiebt. In der Gegend von Hauenstein wechselt die Breite der Hauensteinmulde sehr. Im „Graben“ östlich von Ifental läuft eine Längsverwerfung, eine ebensolche im Hombergtal, die von Rinthel bis Fasiswald reicht, aber bei der Erlifluh einen Haken schlägt. Diese Querverwerfung erzeugt den plötzlichen Westabbruch der Erlifluh. Der Paßwangkette gehört das Schöntalgebölbe an, in dessen Nordschenkel bei Ober-Waid ein bedeutender Querbruch auftritt. Bei Neuhaus verschmilzt diese Kette mit der Mt. Terriblekette. Zwischen beide schieben sich aber in der Waldenburg—Langenbrucker Gegend noch einige untergeordnete tektonische Elemente ein. So die kleine Schattenwaid—Weißwaidmulde. Ihr Nordschenkel wird durch die große Steinenberg—Schattenberg-Verwerfung abgeschnitten, die O.—W. verläuft und den Nordflügel abgesenkt hat. Es folgt nördlich die von Tertiär erfüllte Humbelsynklinale mit der Lauchfluhverwerfung, die von F. MÜHLBERG irrümlich als Überschiebung angesprochen ist. Dann folgt die nördlichste, die Mt. Terriblekette, die über den Tafeljura hinübergeschoben ist. Diese berühmte Dislokation kommt für dies Gebiet auf der CELLIERS-DE VILLIERS'schen Karte zum erstenmal in ihrem Verlauf zur genauen Darstellung. Der Kern der Kette besteht aus Muschelkalk, in dem sich östlich von Eptingen und südlich von Läuelfingen zahlreiche Schuppen ausgebildet haben, die immer wieder aus „unterem Dolomit“ (des mittleren Muschelkalks), Hauptmuschelkalk und „oberem Dolomit“ (*Trigonodus*-Dolomit) bestehen und sich sechsmal wiederholen (vergl. DE VILLIERS, p. 34—43). Der Wiesenberg besteht aus vier, der Walten aus zweien dieser Schuppen. Zwischen Eptingen und Oberdorf hört diese Schuppung ganz auf. Das Zurückspringen der Überschiebungslinie nach Süden bei Läuelfingen beruht auf Erosion; dem starken Vordringen nach Norden des Wiesenberges im Osten und des Dielenberges im Westen liegt aber eine tiefere Ursache zugrunde, nämlich der Widerstand, den die Sagwald-Hasenhubelkette dem Vordringen des

Muschelkalkes entgegensetzte. [Vielleicht könnte man besser sagen: die überschiebende Kraft bewirkt hier die Aufstauung der Hasenhubelkette, weiter östlich und westlich aber keine derartige Faltung im Tafeljura, sondern nur die Muschelkalküberschiebung, diese aber dafür um so stärker. Ref.] Besonders kompliziert ist die Gegend um Eptingen gebaut. Einerseits tritt hier eine Anzahl von Brüchen in den Ketten auf und andererseits durchschneiden mehrere Verwerfungen die Unterlage der Muschelkalküberschiebung.

Es ist zu bedauern, daß die sorgfältige Kartierung von **CELLIERS** und **DE VILLIERS** nicht auf den Siegfriedblättern in Kolorierung wiedergegeben ist. Man hätte diesen Arbeiten einen Platz in den „Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz“ wünschen mögen. **Otto Wilckens.**

M. Lugeon: La fenêtre de St. Nicolas. (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 44. Proc.-verb. LVII. 1907.)

Bei St. Nikolaus (Wallis) kommen Triasquarzite vor, die derselben tektonischen Einheit angehören, nämlich dem Rückenschild einer Decke, die in einem Fenster unter der Decke des Großen St. Bernhard erscheint. Im Riedbach beobachtet man die unmittelbare Auflagerung von Chlorit-schiefern der Basis der Casanaschiefer der St. Bernharddecke auf den Quarziten, ebenso zwischen St. Nikolaus und Schwiedernen und am Wege von St. Nikolaus nach Großberg. Zwischen Stalden und Visp finden sich dieselben Quarzite, dazwischen sind sie auf 12 km durch Casanaschiefer verdeckt. Die Existenz der Großen St. Bernharddecke wird dadurch bewiesen.

Otto Wilckens.

M. Lugeon: La fenêtre d'Ardon. (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 45. Proc.-verb. 1909.)

Verf. hatte 1902 gezeigt, daß die Diableretsdecke ostwärts unter die Wildhorndecke einfällt. Die Nummulitenschichten von Zanfleuron tauchen unter die Kreidemassen des Olden- und des Sanetschhorns. Jetzt hat **LUGEON** im Tal der Oldenalp (Ardon-Olden) ein Fenster in der Wildhorndecke gefunden, in dem die Auflagerung des Hauterivien der Wildhorndecke auf dem von Urgon unterlagerten Eocän der Diablerets sichtbar wird. Bemerkenswert ist, daß beide Decken ganz gleichmäßig gefaltet sind.

Noch weiter östlich erscheint die Diableretsdecke abermals in einem Fenster, nämlich bei Gsteig. Es handelt sich hier zwar nur um ein Vorkommen von Taveyannazsandstein von wenigen Quadratmeter Ausdehnung. Dies Auftauchen der Diableretsdecke wird dadurch ermöglicht, daß hier eine Transversalverwerfung von 500 m Sprunghöhe den östlichen Flügel in ein höheres Niveau gegenüber dem Westflügel gebracht hat.

Otto Wilckens.

W. Freudenberg: Das mesozoische Alter des Adulagneises. (Ber. über die Vers. d. Oberrhein. geol. Vereins. 41. Vers. zu Ulm a. D. am 21. April 1908. 61—68. 1909.)

Mit den von O. WILCKENS geäußerten Anschauungen über den Bau der Adula (vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1907. No. 11) kann Verf. sich nicht einverstanden erklären. Die von WILCKENS im Zapport entdeckten hochkristallinen Kalke etc. betrachtet zwar auch er als mesozoisch, aber man braucht in diesen oft stark gefalteten Sedimentstreifen innerhalb des einheitlich geschieferten Gneissystems nichts anderes zu erblicken, „als vom Granitmagma des Orthogneises eingeschlossene Schollen, die nachträglich bei der Umwandlung des Granits in einen Gneis nochmals geschiefert wurden“.

Als Beweis hierfür sowie für das mesozoische Alter des Adulagneises wird folgendes angeführt:

Auf der Alpe di Muccia südöstlich vom Bernhardinpaß durchsetzt ein Gang von stark geschiefertem Glimmergneis ein Marmorlager. Wenige hundert Meter westlich von der ersten Kehre der Bernhardinstraße auf der Südseite des Passes kommen im Orthogneis kopfgroße Knauern von Dolomit vor, an denen exo- und endogene Kontakterscheinungen zu beobachten sind. Um feinkörnigen, dolomitischen Marmor legt sich grobkristalliner Eisenspat; dann folgen Lagen von Quarz und Biotit oder Chlorit, ferner Knauern von Quarz und Feldspat. Der Glimmergneis wechsellagert, namentlich in den höheren Regionen des Massivs, mit Glimmer-, Granat- und Hornblendeschiefern. Am Güferhorn ragt der Gneis zungenförmig in die Schiefer hinein. „Solche Phänomene erwecken die Vorstellung, daß mit der Auffaltung des aus Schiefen, Kalken und diabasähnlichen Gesteinen bestehenden Deckgebirges und ihrem aus Röthidolomit und Kalkschiefern der Trias bestehenden Dache ein Aufblättern durch empordringende Granite in gewaltigem Maßstabe Hand in Hand ging.“ Wichtig ist das Profil der Bachrunse, die östlich der Kehren der Bernhardinstraße vom Mittaghorn zum Rhein herunterkommt¹. Im unteren Teil dieser Runse beobachtet man kontaktmetamorphe Schiefer mit Amphiboliten, die am Gneis abstoßen. Manchmal wechsellagern Kalk- und Amphibolitlagen. Dann folgen quarzige und Glimmerschiefer und darauf Dolomit, den man nach dem heutigen Stande der Kenntnisse als Trias aufzufassen berechtigt ist. Aufschlüsse in diesem Teil des Profils finden sich an der letzten Kehre der Bernhardinstraße. Man beobachtet hier nicht nur Hornfelse am Glimmergneis, sondern sieht den letzteren auch mit dem Dolomit in Berührung treten. Nirgends dringt der Gneis in den Dolomit ein. Das liegt daran, daß das granitische Magma wohl die Schiefer aufblättern, aber nicht in den massigen Dolomit dringen konnte.

Verf. verdeutlicht seine Auffassung zum Schluß in einem schematischen Profil Mittaghorn—Marscholalp. Danach entsendet der Adulagneis

¹ p. 63 muß es heißen: „Wir bleiben stets östlich (nicht „nördlich“) der Bernhardinstraße.“ Ref.

Apophysen in den Röthidolomit. Der Röthidolomit lagert nicht den Gneisen auf, wie HEIM es gezeichnet hat.

Die großen Faltungen sind jünger als der Adulagranit, dem sie seine Gneisstruktur aufgeprägt haben. Auch die in den Bündnerschiefern auftretenden diabasartigen Gesteine sind jünger als die Gneise. „Am ehesten dürfte der Quarzporphyr der Raibler Trias sich mit den Granitgneisen der Adula bezüglich seines Alters vergleichen lassen.“ „Am sichersten würde man den Granitgneis der Adula als postpermisch bezeichnen.“

[Ref. wird an anderer Stelle Gelegenheit haben, auf diese Arbeit näher einzugehen. Hier mögen nur folgende Irrtümer notiert werden, die dem Verf. unterlaufen sind: Die Schiefer unter dem Röthidolomit, die Verf. mit gutem Recht als paläozoisch anspricht, sind nie als Bündner Schiefer bezeichnet worden und dürfen nicht so genannt werden. Die jüngeren basischen Eruptiva sind nicht „in den Dislokationsbreccien auf weite Strecken hin verschleppt“. Verf. will wohl sagen, daß sie sich in den Überschiebungsdecken finden.

Ferner möchte ich noch folgendes bemerken: Die Kontaktmetamorphose des Dolomits ist nicht bewiesen. Die Bündner-Schiefer, die jünger sind als die Granitintrusion, sind ebenso metamorph wie der Triasdolomit. Meine Auffassung, daß die konkordante Auflagerung von Gneis auf Dolomit auf Faltung beruht, ist nicht widerlegt. Die tektonischen Verhältnisse sind in der Adula denen am Simplon ähnlich. FREUDENBERG müßte beweisen, daß die Simplongneise jünger als die Trias sind. Die Basis, auf der FREUDENBERG seine weitreichenden Schlüsse aufbaut, ist viel zu schmal. Was SCHARDT, was LUGEON über die Adula gesagt haben, wird nicht einmal erwähnt, selbst HEIM's Schrift „Über die nordöstlichen Lappen des Tessiner-massivs“ scheint dem Verf. nicht bekannt gewesen zu sein. Ref.]

Otto Wilckens.

E. Argand: Sur la racine de la nappe rhétique. (Mitt. d. schweiz. geol. Kommission. 1. 3—7. 1909.)

Durch die Arbeiten von JEANNET und RABOWSKI ist die weite Verbreitung der von STEINMANN ausgesonderten rhätischen Decke in den Voralpen nachgewiesen (vergl. dies. Jahrb. 1909. II. -92-). Um an die Wurzel dieser Decke zu gelangen, muß man bis über die Grenzen der Schweiz hinaus in die inneren Teile der Alpen vordringen. In der Gegend des unteren Canavese, nördlich von Turin, besteht der Südrand der Alpen aus einer Zone, die in ähnlicher Zusammensetzung zwischen dem Malone im Westen und der Dora Baltea im Osten eine beträchtliche Entwicklung erlangt. Man kann diese Zone als die „Zone des Canavese“ bezeichnen. Man trifft in ihr rote Granite, Quarzporphyr, quarzfreie Porphyre und deren Tuffe, Kalke und Dolomitbreccien (wahrscheinlich Trias), Sandstein, Quarzit, endlich bunte Kieselgesteine mit Radiolarien. Letztgenannte Gesteine, die Verf. bei Rivara, Villa Castelnuovo und Vidracco gesammelt hat, ähneln sehr den Radiolariten der Schweizer Voralpen. Sie werden

hier wie dort von dunklen Ton- und Mergelschiefern begleitet. Am Becco Filia kommen Kalke vor, die ganz an die Aptychenkalke der rhätischen Decke erinnern. Verf. möchte deshalb als Arbeitshypothese den Gedanken aussprechen, daß die Wurzel der rhätischen Decke in der Zone des Canavese zu suchen ist.

Diese Zone scheidet zwei tektonische Einheiten erster Ordnung, nämlich die Zone des Piemont im Nordwesten und die „Zone von Ivrea“ oder, genauer gesagt, die „diorito-kinzigitische Zone Ivrea-Verbanò“ (Franchi) im Südosten. Letztere gehört der Wurzelregion der austro-alpinen Decken an. Die Zone des Canavese ist nur 2 km breit. Sie zeigt die Spuren intensiver mechanischer Phänomene.

Von Montalto gegen Nordosten ist der innere Rand der Sesiamasse vom Außenrande der Ivreazone durch schmale Bänder von Melaphyr, Kalkschiefer, Prasinit, Serpentin, Sericitphyllit und Kalke (z. T. Trias) geschieden. Wahrscheinlich sind diese Gesteine teilweise die Fortsetzung der Canavesezone. Von Locarno bis Iberg sind 100 und von Vidracco bis Les Gêts im Chablais 120 km. Die rhätische Decke hat sich über enorme Strecken nordwärts bewegt. Ihre Wurzelzone unterscheidet sich durch den Mangel an Metamorphismus von der Zone des Piemont. Für die Feststellung der Fortsetzung der rhätischen Decke in den französisch-italienischen Alpen ist das Radiolaritvorkommen von Cesana Torinese von Wichtigkeit. Ob die Radiolarite der Cottischen Alpen (Gegend von Acciglio, Villanova Mondovi und Cairo-Montenotte) für dies Problem in Frage kommen, läßt sich heute noch nicht beurteilen.

Mit der riesigen Ausdehnung der rhätischen Decke, die Verf. annimmt, würde die große Menge der Gerölle von rotem Granit und Radiolarit in der polygenen Nagelfluh der Nordschweiz gut übereinstimmen. Der Raum, den diese Gesteine gegenwärtig in der Wurzelregion des Canavese einnehmen, ist viel zu beschränkt, als daß allein von dort das enorme Geröllmaterial stammen könnte.

Otto Wilckens.

E. Argand: L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. (Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. 45. No. 166 und Bull. des laborat. de géol., géogr.-phys., minéralogie et paléontol. de l'université de Lausanne [Suisse]. No. 14. 64 p. 1 Taf. 1909.)

1. Das Dt. Blanche-Massiv als tektonische Einheit.

Das aus vortriadischen Gesteinen bestehende Dt. Blanche-Massiv verhält sich wie eine auf mesozoischer Unterlage ruhende Deckscholle. Eine eigentliche Überschiebungsfäche findet sich an ihrer Basis nicht, sondern eine Übergangszzone, die als verdrückter Mittelschenkel aufgefaßt werden kann. Das allein spricht schon dafür, daß die Dt. Blanche nicht, wie C. SCHMIDT will, eine fremde Masse ist, sondern zur Zone des Piemont gehört. Sie stellt eine riesige liegende Falte dar, die mehr als 50 km vorwärts bewegt ist. Ihre am Mt. Dolin erhaltene mesozoische Bedeckung

zeigt den Charakter der piemontesischen Bildungen, aber nichts, was an die Formationen am Südrand der Alpen erinnert. Sie besteht aus Triasquarziten, -dolomitmarmoren und -rauhwacken und einer (wahrscheinlich z. T. jurassischen) Wechsellagerung von plattigen kristallinen Kalken, dunklen Kalkschiefern, Breccien mit Triaskomponenten, glänzenden Kalkschiefern und sericitischen und chloritischen Quarziten, Gesteinen, die sich alle in der mesozoischen Unterlage der Dt. Blanche wiederfinden.

2. Die mesozoische Zone des Gd. Combin, die Unterlage der Dt. Blanche-Decke.

Die auf den alten Gesteinen der St. Bernhard-Decke aufruhenden mesozoischen Bildungen verlaufen in einer langen Zone am Nordwestrande der Dt. Blanche-Masse, deren kristallinen Gesteinen sie als Unterlage dienen, durch das Turtmann-, Zinal-, Moiry-, d'Hérens-, d'Hérémance-, Bagnes- und Ollomonttal. Nach dem Gd. Combin, der ihr angehört, kann man sie „mesozoische Zone des Grand Combin“ oder einfach „Zone des Combin“ nennen.

Innerhalb dieser Zone lassen sich drei tektonische Elemente ausscheiden:

a) Die mesozoische Hülle der Gr. St. Bernhard-Decke. Sie besteht aus Quarziten der unteren Trias, Triaskalk und Glanzschiefern. Die kompakten Quarzite der unteren Trias gehen in der Vertikale und in der Horizontale in die obere Abteilung der Casannaschiefer über, die aus Glimmerschiefern und sericitischen Quarziten besteht, so daß diese Gesteine unter Umständen das direkte Liegende der Triaskalke bilden können. Dünne Quarzitbänke schalten sich oft noch in die obersten Lagen der Casannaschiefer ein. In der Gegend des Rhônetals sind diese kompakten Quarzite mehrere hundert Meter mächtig, im Arbeitsgebiet des Verf.'s nur 0—150 m. Offenbar stammt dies gewaltige detritogene Material von nördlich gelegenen Landmassen. Auch die Triaskalke sind im Norden (Pontiskalk!) mächtiger als im Süden. Sie sind wie die Quarzite Ablagerungen neritischer Fazies. Oft schließen sie oben mit einer dünnen Lage ockerigen Dolomits oder mit Rauhwacke ab. Die Glanzschiefer liegen konkordant und ohne scharfe Grenze auf dem Triaskalk. Während die Glanzschieferzone des Val Ferret und von Sion reichlich Einschaltungen von Breccien und Quarziten führt, fehlen solche im Süden ganz.

b) Der mittlere Teil der Combin-Zone liegt anormal auf der normalen Sedimentdecke der Decke des Gr. St. Bernhard. Er besteht ganz und gar aus liegenden Falten, die von Südosten her gegen Nordwesten vordringen. Die Gesteinsfolge ist dieselbe wie in dem vorigen Komplex, doch treten in der Trias Prasinite und in den unteren Partien der Glanzschiefer Quarzite, Kalkbreccien und kompakte Kalke auf. Die Triaskerne der Falten schwimmen, oft in geringer Mächtigkeit, ja als linsenförmige Quetschlinge, in den Glanzschiefermassen. Antiklinalscharniere kann man an ihnen in den äußeren Gebieten beobachten, z. B. am Frilhorn. Meidenhorn und Roc de Budri werden von mächtigen Häufungen solcher Falten aufgebaut. Sehr zahlreiche liegende Falten lassen sich an

den Wänden oberhalb Bodmen, Herbrigen, Hubel und Z'Mutt beobachten. In ihnen ist die Übergangszone vom Triasquarzit zum -kalk stark entwickelt, indem darin dünne Bänke von ockerigem, dolomitischen Kalk und dunklem, kristallinem Kalk mit schieferigen Quarziten und chloritisch-sericitischen Glimmerschiefern wechsellagern, wozu noch Prasinit kommt (sogen. Hubelgesteine).

c) Die oberste Abteilung der Combin-Zone liegt anormal auf der mittleren. Die neritischen Bildungen spielen in ihr eine geringe, die basischen Eruptiva eine sehr große Rolle. Auch hier finden sich viele liegende Falten. Der oberste Teil bildet das Mesozoicum des verkehrten Schenkels der Dt. Blanche-Decke. Man kann darin von unten nach oben unterscheiden:

I. eine Glanzschieferserie, wahrscheinlich größtenteils jurassisch, teilweise triadisch,

II. eine stratigraphisch unter die vorige gehörende Serie, die vorwiegend aus basischen Eruptivgesteinen besteht, zwischen denen sich aber als vielfach unterbrochene schichtige Massen sericitische Kalkschiefer (Glanzschiefer), Marmore (in Linsenform) und sericitische und chloritische Quarzite finden. Die basischen Eruptiva dieser Serie sind hochgradig metamorph. Es sind Chloritprasinite (Ovardite) und Amphibolprasinite. Diese finden sich dicht bei den unter I genannten Glanzschiefern. In einem von diesen etwas entfernten Niveau finden sich Zoisitprasinite. Diese nennt Verf. „Groupe de Tracuit“, die anderen Prasinite „Groupe de Bies“. Die Zoisitprasinite sind ein sehr wichtiges Element im verkehrten Schenkel der Dt. Blanche-Decke. Sie sind blaßgrün und ziemlich feinkörnig und stammen von Gabbros. Gelegentlich treten Serpentin-schiefer in ihnen auf.

3. Die ursprüngliche horizontale Verbreitung der isopischen Zonen ergibt sich durch Abwicklung der Decken und Falten. Die Bedeckung des Dt. Blanche-Massiv (Dolin Serie) zeigt Piemontfazies und erinnert mit ihren vielen Kalkbreccien, kristallinen Kalken und blätterigen Quarziten mehr an die tieferen Teile der Glanzschieferzone Sion—Val Ferret als an die Combin-Zone. Letztere, und zwar namentlich der verkehrte Schenkel der Dt. Blanche-Falte, sind das Hauptverbreitungsgebiet der basischen Eruptiva, die z. T. als Ergußprodukte zu betrachten sind. Es existierte also eine tiefere, „mittelpenninische“ Meeresregion zwischen zwei seichteren, der „nord-“ und der „südpenninischen“ („Penninische Fazies“ = Fazies der Zone des Piemont).

4. Die Fazies der prätriadischen Bildungen im Dent Blanche-Massiv.

Zwar besteht die Deckscholle der Dt. Blanche größtenteils aus granitischen Gesteinen nebst Dioriten, Gabbros und Peridotiten. Doch treten daneben kristalline Schiefer sedimentären Ursprungs auf, die eine Gliederung in zwei Abteilungen gestatten:

I. Die Arolla-Serie ist die obere derselben. Sie besteht aus feinschieferigen, dunkelgrünen Glimmerschiefern und Quarziten, die manch-

mal ein schwarzes, kohliges Pigment enthalten, sowie Chlorit-Albitgneisen mit Epidot. In diese Gesteine, die namentlich am Nordrand des Massives verbreitet sind, ist Amphibolgranit (Arkesin) eingedrungen, der teils normale, körnige, teils gneisige Ausbildung besitzt. Sehr verbreitet sind mannigfaltige Injektionsgesteine, bei denen z. T. die dunklen Lagen des injizierten und die hellen des injizierenden Materials in zahlloser Wiederholung wechseln. Dies Phänomen zeigt sich im großen wie im kleinen. In der Arolla-Serie sind die vor der Granitintrusion vorhandenen Parallelstrukturen in der Regel erhalten. Wann die Intrusion stattgefunden hat, läßt sich kaum sagen; denn die schieferigen Gesteine der Arolla-Serie gehen ganz allmählich in das Mesozoicum des verkehrten Schenkels über. Archaisch sind diese Gesteine somit sicher nicht, eher jungpaläozoisch. Die Intrusion kann auch dieses Alter haben, doch läßt sich auch ihr mesozoisches oder noch jüngeres Alter weder bestreiten noch nachweisen.

Infolge der späteren Faltungsvorgänge ruhen die Granitmassen der Dt. Blanche heute auf denjenigen Schiefen, die einst ihr Dach gebildet haben. Sie stehen auf dem Kopf. Dynamische Veränderung der Eruptiva macht sich im Innern der Masse weniger bemerkbar als an der Peripherie und namentlich im verkehrten Schenkel. Die Kataklyse der Gemengteile ist oftmals ausgeheilt.

Nach unten geht die Arolla-Serie ganz allmählich in die

II. Valpelline-Serie über. Auch sie besteht aus kristallinen Schiefen und Tiefengesteinen. Erstere sind feinkörnige, graphitreiche Schiefer und Gneise, Biotit-, Biotit-Sillimanitgneise und Kinzigite. Diese Gesteine wechsellagern mit bis zu 100 m mächtigen Kalkbänken, und diese ganzen Bildungen werden von Graniten und Granititen durchsetzt, die manchmal in zahllosen Gängen auftreten und eine starke Kontaktmetamorphose hervorgebracht haben. So enthalten die Marmore am Kontakt Silikate und gehen gelegentlich in Hornfelse über, die Augit, Granat, Feldspat, Zoisit, Epidot und Graphit führen. Injektionsgesteine sind allverbreitet, z. B. gebänderte Typen, bei denen Marmore voller Kontaktsilikate mit aplitischen Adern wechseln. Auch endomorphe Kontakterscheinungen kommen vor.

Die Valpelline-Gesteine zeigen viele Analogien mit den „dioritokinzigitischen Formationen“ FRANCHI'S, die in der Zone von Ivrea und dem Stronagneis so häufig sind, aber der Zone des Piemont auch keineswegs fehlen. Stronagneis und Zone von Ivrea sind nach FRANCHI eine tektonisch einheitliche und untrennbare Masse, NOVARESE hat gezeigt, daß die Ivrea-gesteine mit den mesozoischen *pietri verdi* der Glanzschiefer nichts zu tun haben.

5. Der innere Bau des Dt. Blanche-Massives.

Das Massiv besteht nachweislich aus einer Anzahl aufeinander gehäufte, liegender Falten niederer Ordnung mit wohl erhaltenen Scharnieren, die noch in fortlaufendem Zusammenhang stehen. Die Arolla- und die Valpelline-Serie sind zusammen gefaltet. Die tauchenden Antiklinalkerne bestehen aus Gesteinen der letzteren, die somit stratigraphisch unter die

erstere gehört. Die wichtigste der liegenden Antiklinalen ist die, die den Gipfel des Matterhorns und des Stockje bildet (s. u.).

Wenn man annehmen will, die Valpelline-Serie wäre jünger als die Arolla-Serie, so müßte (bei Faltung aus Südosten) ihre Faltung eine Rückfaltung sein. Verf. selbst hat 1906 die Valpelline-Gesteine als mesozoische Bedeckung der Arolla-Decke aufgefaßt. Aber seine Untersuchungen an der Dent d'Hérens, den Jumeaux usw. haben ihm gezeigt, daß diese Rückfalten ein sehr großes horizontales Ausmaß haben würden, und die Annahme eines prätriadischen Alters für die Valpelline-Gesteine hat sich beim Verf. im Verlaufe seiner weiteren Tätigkeit im Felde immer mehr gefestigt.

6. Die Gabbros.

Eine linsenförmige Masse von hellem Gabbro liegt an der Basis des Matterhorns. Ähnliche Gesteine sind vom Verf. am Unter-Gabelhorn, an der Blaufluh und am Weißhorn entdeckt. Petrographisch ähneln diese Gesteine den Gabbros der mesozoischen Unterlage der Dt. Blanche-Decke. Geologisch läßt sich eine Verbindung mit letzteren aber nicht konstatieren, die Gabbros des Massivinnern unterscheiden sich durch ihre intime Verquickung mit sauren Gesteinen. Besonders häufig finden sich die Zonen, in denen diese Gabbros herrschen, in den Kernen der nach Südosten offenen Falten, also der Antiklinalen, so am Mt. Collon und am Matterhorn. Insofern kann man geologisch die Gabbros den tieferen Teilen der prätriadischen Gesteine zuweisen.

7. Der Bau des Matterhorns.

Der größte Teil der Matterhorn-Pyramide wird von der Arolla-Serie aufgebaut. (An ihrer Basis findet sich die erwähnte Gabbromasse mit einem doppelten Scharnier in der Parallelstruktur des Gesteines.) Sie erscheint in liegende Falten gelegt und zeigt ein durch sekundäre Falten geteiltes, mächtiges, nach Nordwesten offenes Scharnier. Die von C. SCHMIDT gezeichnete, nach Südosten offene Falte ist nicht vorhanden. Der Gipfel des Berges besteht aus Gneis mit viel kataklastischem Quarz, saurem Plagioklas, blaßgrünem Amphibol, weißem Glimmer, Graphit und Pyrit. Der Verwitterung des letzteren verdankt die Gipfelpyramide ihre rote Patina, die der Mehrzahl der Valpelline-Gesteine eigen ist, während die Arolla-Gesteine eine grüne besitzen. Diese, von Aplitadern durchzogenen Gipfelgesteine zeigen keinerlei Ähnlichkeit mit den mesozoischen Bildungen der Glanzschieferzone, kommen dagegen ganz gleich in der Valpelline-Serie vor, und wenn sich am Matterhorn-Gipfel auch Grünschiefer finden, so folgt daraus noch nicht ihr mesozoisches Alter, denn die gibt es auch in der Valpelline-Serie und in der „diorito-kinzigitischen Zone“. Nach BRUN kommt am Schweizer Gipfel Aplit vor. Dies Gestein fehlt dem penninischen Mesozoicum ganz. Da C. SCHMIDT die Dt. Blanche-Masse als Kern der ostalpinen Decke betrachtet, so müßte ferner am Matterhorn-Gipfel, wenn derselbe aus der mesozoischen Sedimentbedeckung jener bestände, ostalpine Trias auftreten. Das ist nicht der Fall. Man kann auch geometrisch nachweisen, daß die Gesteine des Matterhorn-Gipfels nicht zur Sedimentbedeckung des Dt. Blanche-Massives gehören. Die Achsenebenen der liegenden

Falten der Arolla-Serie senken sich langsam nach Südwesten. Die Fortsetzung der Matterhorn-Gesteine wird noch oft durch die Erosionsoberfläche geschnitten. Man findet seine Gipfelgesteine als langes, rotgefärbtes Band an der Nord- und Ostseite der Dt. d'Hérens. Die Gipfelgesteine dieses Berges liegen tektonisch über denen des Matterhorns und gehören alle zur Arolla-Serie. Will man mit C. SCHMIDT die Marmore des Valpelline als Trias betrachten, so muß man die Eruptionen, denen sie ihre Kontaktmetamorphose verdanken, für mesozoisch oder noch jünger halten, was ja möglich, aber bis jetzt nicht beweisbar ist. Die Arolla-Serie ist am Matterhorn 1200 m mächtig, sie muß aber vor ihrer teilweisen Zerstörung durch die Erosion 4—5 km dick gewesen sein.

Die Gipfelgesteine des Matterhorns stellen eine Deckscholle dar, die ein Teil einer liegenden Antiklinale ist. Sie ruht ohne scharfe Grenze auf Arolla-Gesteinen. Die Deckscholle des Stockje-Gipfels entspricht ihr in jeder Hinsicht. Beide gehören zur Valpelline-Serie.

8. Der Widerstand des Mt. Blanc und sein störender Einfluß auf die Bewegung der Dt. Blanche-Decke.

Der westliche Teil der Dt. Blanche-Decke von Zinal bis Aosta ist in seiner Bewegung gegen Nordwesten durch das Mt. Blanc-Massiv behindert. Die Grenzfläche gegen die Unterlage hebt sich am Veisivi steil empor, dringt nochmals vor und erfährt eine vielfältige Zerteilung. Vor der Decke, die sich hier emporzubäumen scheint, um ein sich ihr in den Weg stellendes Hindernis zu stürmen, sind die Glanzschiefer der Combin-Zone enorm zusammengepreßt. Östlich des Zinal-Tales hat sich die Decke (entsprechend der Senke zwischen Mt. Blanc- und Aar-Massiv) leicht bewegt und die mesozoische Unterlage stärker ausgequetscht, so daß die Überschiebungsfäche tektonisch tiefer zu liegen kommt.

9. Stratigraphische Gliederung der Casannaschiefer.

Die Gesteine der über 2000 m mächtigen Gr. St. Bernhard-Decke liegen, von den chloritisch-sericitischen Augengneisen an bis zum Mesozoicum, vollkommen konkordant. In ihren Casannaschiefern hat Verf. zwei Leithorizonte festgestellt: blätterige Sericitquarzite mit Prasinitbänken in dem obersten Niveau (Übergang zur Trias) und carbonische(?) Schiefer mit schwarzem, kohligem Pigment etwas tiefer.

In der Gegend zwischen dem Mettelhorn und Zermatt, auf dem linken Visp-Ufer, bilden die vortriadischen Gesteine der St. Bernhard-Decke ein gegen Südsüdosten geschlossenes Antiklinalscharnier, das mit seinem Krümmungsradius von mehr als 2 km Länge das größte bekannte Scharnier sein dürfte. Es richtet sich gegen das Mt. Rosa-Massiv und macht sich in entsprechenden Rückfaltungen auch in seiner mesozoischen Bedeckung deutlich bemerkbar.

Ein Kulissenprofil bringt den Bau des Gebietes klar zum Ausdruck. In einem weiteren Profil ist ein Schnitt durch die ganzen Decken der penninischen Alpen gelegt. Es geht daraus hervor, daß Verf. die Zone der rhätischen Decke südlich der Zone Sesia—Val di Lanzo sucht, welche letztere das Wurzelgebiet der Dt. Blanche-Masse darstellt. Die Zone von

Ivrea gehört in das Wurzelgebiet der ostalpinen Decke, stellt also nicht den Schwanz einer liegenden Synklinale dar, der nach ARGAND 1906 auch die jetzt zur Valpelline-Serie gestellten Gesteine des Mt. Collon usw. angehören sollten.

Die vorliegende Arbeit hat den Charakter einer vorläufigen Mitteilung, kann aber zugleich als Erläuterung zu der „Carte géologique du massif de la Dent Blanche“ von ARGAND gelten, die einstweilen ohne Text publiziert ist.

Otto Wilckens.

Franz Heritsch: Ein Fund von Untercarbon in der Grauwackenzone der Ostalpen, nebst vorläufigen Bemerkungen über die Lagerungsverhältnisse daselbst. (K. Akad. d. Wiss. 1907. Akad. Anz. No. IX.)

—: Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Obersteiermark. (Mitt. natur. Ver. Steiermark. 1907. 44. 20—33.)

—: Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. I. Die geologischen Verhältnisse in der Umgebung der Hohentauern. (Sitz.-Ber. k. Akad. d. Wiss. 1907. Math.-naturw. Kl. Abt. I. 116. 1717—1738.)

—: Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. II. Versuch einer stratigraphischen Gliederung der Grauwackenzone im Faltental nebst Bemerkungen über einige Gesteine und über die Lagerungsverhältnisse. (Ibid. 118. Abt. I. 1909.)

Aus diesen vorläufigen Mitteilungen, die ein großes Interesse verdienen, läßt sich folgendes entnehmen:

Dem Verf. ist der wichtige Fund von *Heliolites porosa* in den Kalkmassen des Reiting zu verdanken, deren Basis den silurischen Schöckelkalken der Grazer Bucht sehr ähnlich sind, so daß diese Kalke Schichten vom Silur bis zum Devon umfassen. Dem Verf. hat ferner eine Serie von Versteinerungen des Triebensteinkalkes vorgelegen, unter denen er *Productus giganteus* Sow., *Spirifer* sp., *Productus* sp., *Orthoceras* sp., *Pleurotomaria* sp., *Bellerophon* sp., *Poteriocrinus* sp. bestimmen konnte. Der den obercarbonischen Schichten der Sunk aufruhende Triebensteinkalk hat also ein untercarbonisches Alter und ist der Stufe von Visé gleichzustellen. Es sind also in der Grauwackenzone folgende Schichten bis jetzt nachgewiesen:

- I. Obersilur. E. BARR. Dienten, Eisenerz.
- II. Unterdevon. F. BARR. Sauberger Kalk.
- III. Mitteldevon. *Calceola*-Schichten. G. BARR. Göbeck, Wildfeld.
- IV. Untercarbon. Stufe von Visé mit *Productus giganteus*.
- V. Obercarbon. Schatzlarer Schichten. Leimsgraben, Semmering.
- VI. Trias. Wettersteinkalke; nach UHLIG Lias. Semmering. Rhätische Kalke. Semmering. Werfener Schiefer (siehe Ref. E. ASCHER, p. -7-).

Die Tektonik ist sehr kompliziert, anormale Lagerung ist die Regel, und es ist nach den Mitteilungen des Verf.'s zweifellos, daß in der Grauwackenzone Deckenbau herrscht, für welchen folgendes Schema aufgestellt wird

Decken der nördlichen Kalkalpen	
Porphyroide	
Erzkalk von Zeistritzkompel Devon bis Silur	Decke des Reiting-Kalkes Kalke mit <i>Heliolites porosa</i> Silur, Bänderkalke
Decke der Blasseneckserie { Quarzite { Porphyroide	Trias Perm Werfener Schichten mit <i>Myacites fassaensis</i>
	Untercarbon, Triebensteinkalk <i>Productus giganteus</i>
Decke von	obercarbonischem Graphitschiefer, Schatzlarer Stufe mit basischen Eruptiven und Granit und Gneis der Sekkauer Alpen
Decke von	Paläozoische (?) Kalke des Brettstein und Glimmerschiefer der Wölzer Alpen

Es darf nach diesen Mitteilungen wohl zweifellos sein, daß große Überschiebungen das charakteristische Merkmal auch der Grauwackenzone bilden, und den weiteren Mitteilungen des Verf.'s aus dieser bis jetzt noch so dunklen Zone der Ostalpen dürfte mit Spannung entgegenzusehen sein.

Welter.

Franz Heritsch: Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. (Mitt. natur. Ver. Steiermark. 1905. 42. Heft. 170—224.)

Die paläozoischen Ablagerungen der Gegend beginnen mit dem Grenzphyllit, einem erzführenden graphitischen Schiefer, in welchem man Crinoiden-Stielglieder gefunden hat. Ihn überlagert der Schöckelkalk, der allmählich in den Semriacher Schiefer übergeht. In entsprechenden Ablagerungen wurde bei Seiersberg *Pentamerus pelagicus* B. gefunden, welcher ein obersilurisches Alter dieser Schichten sicherstellt. Die Obersilurschichten treten in verschiedener Fazies auf, es finden sich bituminöse Schiefer mit Nereiten, es gibt aber auch Übergänge in Kalkschiefer, die im Plesch und Walzkogel sehr mächtig werden.

Als nächstjüngstes folgt das unterste Unterdevon, die Quarzitstufe. Es sind Sandsteine und Dolomite in Wechsellagerung; darüber folgen Diabas und Melaphyrtuffe mit überlagernden Dolomiten. Das Unterdevon schließt mit *Barrandei*-Schichten, dunklen Kalken und roten Kalkschiefern mit reicher Korallenfauna. Im Hochlantschgebiete folgt hierüber noch das kalkige Mitteldevon, welches hier die *Cultrijugatus*- und *Calceola*-Schichten und Stringocephalenkalke führt. Dichte Diabase, welche auch deckenförmig auftreten, finden sich an der Grenze von Unterdevon und Mitteldevon, nur wo *Cultrijugatus*-Schichten entwickelt sind, fehlen die basischen Eruptiva.

Unteres Oberdevon fehlt in dem untersuchten Gebiet, dagegen treffen wir bei Steinbergen Clymenienkalk, ebenso am Eichkogel bei Rein, wo noch ein jüngerer Schieferhorizont das Culm zu vertreten scheint. Die Kainacher Gosau füllt ein Einbruchsbecken im Paläozoicum. Die Miocän-schichten haben an den gebirgsbildenden Vorgängen nicht mehr teilgenommen.

„Das maßgebende Moment in der Tektonik sind große Brüche; vor ihnen tritt das Faltungsmoment ganz zurück. An den Brüchen kann man zwei Hauptrichtungen feststellen. Eine Gruppe der Verwerfungen folgt dem Streichen, die anderen Brüche streichen unter einem großen Winkel zur Streichungsrichtung. Bei der ersten Gruppe ist mit einer einzigen Ausnahme immer der Südflügel abgesunken. Man kann zwei Zeiten der Störung unterscheiden. Die paläozoischen Schichten wurden vor der Ablagerung der Gosau gestört und aufgerichtet. Ob diese Faltung mit der carbonischen gleichzeitig war oder ob sie mit der ersten jungen Faltung der Alpen an der Grenze von unterer und oberer Kreide zusammenfällt, läßt sich nicht direkt beweisen. Ich glaube aber, daß die erste Faltung der paläozoischen Ablagerungen cretaceisch ist und schließe das aus der geringen Diskordanz zwischen Paläozoicum und Gosau. Ich glaube, daß unsere alten Ablagerungen zur Kreidezeit zuerst aufgerichtet wurden und daß darauf das Kainacher Becken eingesunken ist. In dies Becken drang das Meer der oberen Kreide ein und hinterließ die Kreideschichten der Gosau. Zusammenfallend mit der Hauptfaltung der Alpen geschah die Aufrichtung der größten Schichten und nachher trat das Absinken der Schollen an großen Brüchen ein, für welche als obere zeitliche Grenze die Horizonte mit *Cerithium bidentatum* zu gelten haben.“

Zum Schluß führt Verf. neue Fossilfunde aus der Grauwackenzone an, die eine Parallelisierung mit den Grazer Ablagerungen gestatten werden. So gelang dem Verf. ein Fund von *Heliolites porosa* in den obersten Schichten des Reiting, dessen untere aus Bänderkalken gebildet werden, welche den Schöckelkalken gleichen. Damit dürfte man einen wichtigen Schritt nach vorwärts getan haben in der Entwirrung der komplizierten Verhältnisse der Grauwackenzone.

Welter.

Franz Heritsch: Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. (Mitt. natur. Ver. f. Steiermark. 1906. 43, 96—185. Verh. k. k. Reichsanst. 1906. No. 11.)

Verf. verteidigt hier seine Stratigraphie (vergl. das vorhergehende Ref.) gegen die Angriffe VACEK's in den Verh. der geol. Reichsanst. Jahrg. 1906, 1907. VACEK vertritt bekanntlich eine sehr weitgehende Fjordstratigraphie, die jedoch mit den von HERITSCH beobachteten Tatsachen sich nicht vereinigen läßt. Verf. hält deshalb seine Stratigraphie aufrecht. Die Erwiderungen von VACEK sind bedeutungslos und wegen ihrer unsachlichen und persönlichen Angriffe wenig erfreulich zu lesen.

Verf. hat dann weiter die geologischen Verhältnisse um Görting bei Graz studiert und seine Stratigraphie und Tektonik bestätigt gefunden; verschiedene Brüche, die in Profilen und einem Kärtchen gut heraustreten, zerlegen das Paläozoicum in einzelne Schollen. **Weiter.**

Elsa Ascher: Über ein neues Vorkommen von Werfener Schiefer in der Grauwackenzone der Ostalpen (Reiting, Obersteiermark). (Mitt. d. geol. Ges. Wien. 1, 1908. Heft 4. 402—407.)

Verf. ist durch einen Fund von *Myacites fassaensis* der wertvolle Nachweis gelungen, daß die von VACEK als paläozoische Quarzphyllite und Kalktonphyllite aufgefaßten Schiefer den Werfern zuzurechnen sind. Diese Schiefer werden von dem Kalkstock des Reiting überlagert, in welchen HERITSCH (vergl. das Ref. p. -6-) jüngst mitteldevonische Versteinerungen gefunden hat. Daraus ergibt sich, daß die paläozoische Kalkmasse des Reiting ortsfremd den Werfern aufgeschoben ist.

Weiter.

G. Braun: Über die Morphologie von Bornholm. (Jahresber. d. Geogr. Ges. zu Greifswald. 1909. 11. 163—200.)

Eine wichtige Abhandlung, die einen ausgezeichneten, auf eigener Beobachtung beruhenden Überblick über Bornholm gibt. Es wird zunächst die Struktur des Landes besprochen. Als Grundlage ist auf der ganzen Insel Granit vorhanden, und zwar ein amphibolführender Biotitgranit, der außerordentlich stark zur Zerklüftung neigt; die Klüftrichtungen sind NO.—SW. und NW.—SO. Auf ihm liegen der cambrische Nexösandstein und die ebenfalls cambrischen „grünen Schiefer“, beide etwa 60 m mächtig, darauf folgen *Orthoceras*-Kalke und Graptolithenschiefer. Es setzte dann eine lange Festlandsperiode ein. In der Periode des Rhät und des Lias bildeten sich kohleführende Schichten, deren Erhaltung einem späteren Einsinken zuzuschreiben ist. Eine zweite Festlandsperiode dauerte bis zur oberen Kreide. Tertiär ist bis jetzt noch nicht nachgewiesen. Glaziale Ablagerungen überdecken die Insel, im Granit dünner, im Sedimentärgebiet mächtiger und geschlossener; im Süden liegen sie auf der Rönne-

bank und dem Adlergrund unter dem Meeresspiegel. Das Ganze ist ein Rumpf, dessen Begrenzung nach DEECKE auf Verwerfungen beruht. Im zweiten Abschnitt werden die Niveauschwankungen untersucht. Nach der Eiszeit war Bornholm tief in das Meer eingesunken, zur Zeit des *Ancylus*-Sees dagegen hatte die Insel eine weit größere Ausdehnung als heute, aber das *Litorina*-Meer bedeckte sie dann wieder. Die jüngste Bewegung ist aber wiederum eine Hebung.

Morphologisch zerfällt die Insel in ein Altland, das in der Hauptsache aus Granit besteht, und eine Küstenebene. In dem Altland hat das Eis im wesentlichen abtragend gewirkt, indem es die mächtige, im Laufe langer Perioden gebildete Verwitterungsdecke fortschaffte. Nach der Eiszeit hat das Gebiet nur geringfügige Veränderungen erlitten. Die Talbildung ist stark zurückgeblieben, ganz jugendlichen Charakters; nur in den nördlichen Teilen ist wegen der größeren Nähe des Rückgrates der Insel und des dadurch bewirkten stärkeren Gefälles die Erosionstätigkeit etwas kräftiger, aber auch hier sind nur konsequente Flüsse entwickelt, subsequente fehlen noch fast ganz. Die Küstenebene stellt ein jugendliches Gebilde dar mit ebenflächigen Formen, und ist daher von dem Altlandrumpf nur wenig unterschieden. Den Schluß der Arbeit bildet eine Betrachtung der heutigen Küstenformen, die sich noch im Stadium der Jugend befinden. Höhenschichtenkarte im Maßstab von 1:125 000.

A. Rühl.

W. A. Obrutschew: Reise im Djair, Urkaschar und Ssemisstai im Sommer 1906. (PETERMANN's Mitt. 1908. 54. 35—39. 1 Karte 1:1 000 000. 1908.)

Das hier behandelte Gebiet liegt an der nordwestlichen Grenze der chinesischen Dsungarei, im Osten des Dsungarischen Alatau, und ist noch fast völlig unbekannt. Zunächst werden an der Hand der Karte die orographischen Verhältnisse ausführlich besprochen. Geologisch ist das Land aus Sedimentär- und Eruptivgesteinen zusammengesetzt. Die größte Verbreitung besitzen, besonders in den Gebirgen, Schiefer, Sandsteine und Kalke des Devon und Carbon, alte kristalline Schiefergesteine fehlen gänzlich. Das Mesozoicum, besonders in den Tälern vorkommend, ist durch hellgefärbte Konglomerate, Mergel und Schiefertone von wahrscheinlich jurassischem Alter vertreten, das Tertiär ist meist schon abgetragen oder von posttertiärem Schutt, Fluß- und Seealluvionen oder grobem Wüstenboden bedeckt. Typischer Löß ist vorhanden, erreicht aber keine große Mächtigkeit. Von Eruptivgesteinen finden sich postdevonische und postcarbonische Granite, ferner Porphyre, und besonders Melaphyre. Das Paläozoicum hat eine starke Faltung erlitten, das Tertiär dagegen ist nur wenig disloziert. Die heutige Bodenplastik wird durch Brüche bestimmt: die meisten Gebirgszüge stellen Horste, die meisten Täler Gräben dar. Bei den Horsten erkennt man leicht, daß man es mit Fastebenen zu tun hat, die in scharfem Kontrast zu den tiefen, seitlichen

Schluchten stehen; ihre heutige Höhenlage verdanken diese Horste einer Hebung, nicht einer Senkung der Umgebung. Anzeichen früherer Vergletscherung konnten nur wenig beobachtet werden, an zwei Stellen fanden sich allerdings zweifellos alte Moränen. Interessant sind die Verwitterungserscheinungen; derselbe Granit, der in dem niedrigen und regenarmen Djair in unzähligen Hohlformen angefressen ist, zeigt auf der Höhe des Urkaschar, wo es kälter und feuchter ist, dieselben Verwitterungsformen wie in unseren nördlichen Gegenden. An nutzbaren Mineralien wurde Gold, besonders im Djair, mesozoische Kohlenflöze und Asphalt festgestellt.

A. Rühl.

Stratigraphie.

Silurische Formation.

Fritz Herrmann: Wichtige neue Fossilfunde bei Marburg. (Sitzungsber. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. Marburg. 1908. 122.)

Betrifft die vom Verf. bei der Dammühle unweit Marburg in kleinen entkalkten und verkieselten Knollen im Schiefer aufgefundenen Monograpten, die eine sehr willkommene Bestätigung für das schon seit Jahren angenommene silurische Alter der diese Reste einschließenden Schichten bilden.

Kayser.

Devonische Formation.

Percy E. Raymond: On the occurrence in the Rocky Mountains of an Upper Devonian fauna with *Clymenia* (Amer. Journ. of Sc. 23. 116. 1907. Mit 1 Textfig.)

Bis vor kurzem konnte man in Amerika nur eine einzige Clymenie, *Clymenia neapolitana* CLARKE, die indes nicht wie in Europa dem jüngsten Oberdevon, den Clymeniensichten entstammt, sondern zusammen mit *Manticoceras intumescens* und *Buchiola retrostriata*, also in der unteren Abteilung des Oberdevons (den sogen. Naples beds) auftritt. In höheren Niveaus des Oberdevons waren bisher in Amerika Clymenien ebensowenig bekannt, wie die Goniatiten und Zweischaler, welche die Clymenien bei uns zu begleiten pflegen.

Um so erfreulicher ist es, daß jetzt alle diese Formen, die typische Clymenienfauna des jüngsten Oberdevons, im Felsengebirge, und zwar bei Three Forks in der Madison County aufgefunden worden ist. Über dolomitischen Kalksteinen, die nur wenige Fossilien — darunter *Spirifer Verneuli* geliefert haben, lagern hier 30 m mergelige Schiefer, die Three Forks Shales, die in verschiedenen Lagen eine Menge Versteinerungen einschließen, von denen eine Auswahl Herrn Prof. HOLZAPFEL in Straßburg zur Prüfung zugesandt worden ist.

Außer mehreren Arten von *Clymenia*, unter denen eine, *Cl. americana* n. sp., unserer *annulata* Mst. nahesteht, finden wir eine unserem *Prolobites delphinus* SANDB. sehr ähnliche Form, ferner zwei Arten von *Chiloceras*, *Bactrites*, *Loxopteria* aff. *dispar* SANDB. und *laevis* FRECH, *Spirifer Verneuili* u. a.

Danach kann es keinem Zweifel unterliegen, daß es sich hier um eine typische, jung-oberdevonische Clymenienfauna handelt, wie sie in der neuen Welt bisher noch unbekannt war. Von Interesse ist auch die von REYMOND erwähnte Äußerung HOLZAPFEL's, daß die Erhaltungsweise der in Rede stehenden Fossilien ebensowohl an die der bekannten Schiefer von Nehden erinnern, wie die ganze Zusammensetzung der Three Forks Fauna der Fauna von Nehden ähnlich sei — nur mit dem Unterschiede, daß dort Clymenien fehlen.

Kayser.

John M. Clarke: Some new devonic fossils. (New York State Museum. Bull. Geological Papers. Mit zahlreichen Textabbildungen. Albany 1907.)

—: Evidence of a Coblenzian invasion in the Devonian of Eastern America. (Festschrift für A. v. KOENEN. Stuttgart 1907. p. 359.)

—: Early devonic history of New York and Eastern North America. (New York State Museum. Education Department. Mem. 9. Part. I u. II. Albany 1908 und 1909. 366 p. u. 48 paläont. Taf., bzw. 250 p. u. 34 Taf. Außerdem zahlreiche topograph. u. geol. Karten, Profile und Landschaftsbilder.)

Die genannten neuesten Arbeiten des Direktors des New Yorker Staatsmuseums behandeln das Gebiet im Süden des breiten Mündungstrichters des St. Lorenzstromes, also das östliche Quebeck und Neu-Braunschweig in Canada und Maine in den Vereinigten Staaten. Dabei werden in erster Linie die seit den alten Arbeiten von W. LOGAN kaum mehr untersuchten devonischen Ablagerungen dieser Gegenden berücksichtigt.

Der erste Band der an letzter Stelle genannten Hauptarbeit betrifft die ausgedehnte, zwischen dem St. Lorenzstrom und der Bai de Chaleur gelegene Halbinsel Gaspé. Abweichend von den Verhältnissen im Staate New York, wo das Unterdevon zu unterst aus kalkigen Ablagerungen, den Helderbergsschichten, und darüber aus sandigen, den bekannten Oriskanysschichten zusammengesetzt ist, finden wir auf der Gaspé-Halbinsel das ganze Unterdevon kalkig entwickelt. Es sind das LOGAN's Gaspékalke.

Sie zerfallen von unten nach oben in die St. Albansschichten, die Kap Bon Amischichten und den Grand Grèvekalk. Die Fauna der Albanskalke entspricht in jeder Hinsicht derjenigen der Helderbergkalke von New York, und ebenso verhält es sich mit der Fauna der Bon Amikalke, wenn sich auch hier zu den vorherrschenden Helderbergarten

schon einige Oriskantypen gesellen. Die reiche Fauna der Grand Grèvekalke zeigt nur noch wenige Beziehungen zu den Helderbergsschichten. Die meisten Arten entsprechen solchen des Oriskanyssandsteins; daneben treten freilich schon einige Formen des tief-mitteldevonischen Onondagalkalkes auf.

Der über den Gaspékalcken folgende Gaspésandstein stellt eine mehrere 1000 m mächtige Schichtfolge dar, die nach ihrer ganzen petrographischen Zusammensetzung wie auch nach ihrer großen Mächtigkeit und den massenhaften (schon durch DAWSON beschriebenen) Landpflanzen nur eine wesentlich kontinentale Bildung sein kann. Nach CLARKE würden sie in ausgedehnten Küstenlagunen entstanden sein, in die nur zeitweise, bei gelegentlichen Meereseinbrüchen, Bewohner des offenen Meeres, wie Brachiopoden, marine Zweischaler und Schnecken, hineingelangten, ohne aber dort dauernd Fuß fassen zu können.

Neben einigen Superstiten des Grand Grèvekalks, wie besonders *Eatonia peculiaris* und *Rensselaeria ovoides* — zugleich bezeichnende Arten des Oriskanyssandsteins —, finden wir in der im ganzen kaum 50 Spezies umfassenden Fauna eine Menge von Formen der Hamiltonstufe von New York, so daß das mitteldevonische Alter des Gaspésandsteins keinem Zweifel unterliegen kann.

Noch jünger als der genannte Sandstein ist der das jüngste Glied in der Reihe der älteren Bildungen des Gaspégebietes darstellende, aus groben Konglomeraten und Sandsteinen aufgebaute Bonaventuressandstein. Er hat wahrscheinlich ein oberdevonisch-carbonisches Alter.

Der zweite Band des großen CLARKE'schen Werkes ist den Gebieten von Neu-Braunschweig und Maine gewidmet, und diese Gegenden sind es, in denen wir eine für Amerika bisher ganz unbekannte fossile Artengesellschaft antreffen.

Auf der Südseite der Bai de Chaleur finden sich in den über 100 m mächtigen Kalkmergeln der sogenannten Dalhousie beds einige 70 von Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Gastropoden, Trilobiten usw., von denen eine ganze Anzahl solchen des rheinischen Unterdevons zum mindesten außerordentlich nahestehen. Die gleiche Erscheinung wiederholt sich in den sandigen Chapman beds im nordöstlichen Maine sowie in den ebenfalls sandigen und konglomeratischen Moose River beds desselben Staates. Auch hier sehen wir neben Arten, die Beziehungen zu Formen der Helderberg- und Oriskanyfauna zeigen, eine ganze Reihe von solchen, die zu den bezeichnendsten Erscheinungen unserer rheinischen Koblenzschichten gehören.

Wir nennen von derartigen Typen *Tentaculites scalaris*, *Grammysia modiomorpha*, sehr ähnlich unserer *prumiensis* BEUSH., *Palaeosolen simplex* MAUR., *Nucula Krachtæ* A. RÖM., *Prosocoelus pes anseris*, *Avicula pseudolaevis*, *Pterinea fasciculata*, *Carydium gregarium*, *Cyrtodonta Beyrichi*, *Rensselaeria atlantica*, sehr ähnlich *strigiceps* F. RÖM., und R. aff. *crassica* C. KOCH, *Spirifer primaevus* STEINING var., *Dalmanella Drevermanni* CLARKE = *tectiformis* K. WALTHER.

Diese merkwürdige Tatsache nötigt zu dem Schlusse, daß das Gebiet von Neu-Braunschweig und Maine in der Unterdevonzeit einerseits eine freie und unbehinderte Verbindung nach Südwesten, nach dem sogen. appalachischen Becken von New York besaß, daß aber andererseits wenigstens zeitweise Meeresstraßen bestanden, die in nördlicher und östlicher Richtung nach dem Atlantischen Ozean hinüberführten. Nur auf diesem Wege konnten die Zweischaler, Schnecken und Brachiopoden des westeuropäischen Unterdevonmeeres nach Amerika einwandern. Daß sie auf dem langen Wege dorthin eine teilweise Umprägung erfuhren, ist sehr begreiflich. Der Umstand aber, daß sie ganz auf den Osten des Kontinents, auf Neu-Braunschweig und Maine beschränkt sind, zeigt, daß diese Einwanderung nur eine rasch vorübergehende Episode in der geologischen Geschichte Nordamerikas bildet. Die Fremdlinge vermochten in der neuen Welt keine weitere Verbreitung zu gewinnen und gingen dort bald wieder zugrunde. Kayser.

Carbonische Formation.

F. Frech: Das marine Carbon in Ungarn. (Földtani Közlöny. 1906. 36. Mit 9 Taf. u. zahlreichen Textbildern. 54 p.)

Die geographisch-geologische Bedeutung der beiden, in allen wesentlichen Punkten neuen Carbonvorkommen Ungarns (Dobschau im Norden, Kornia Rewa im Süden) ist sehr hoch anzuschlagen. Denn nach den bisherigen Nachrichten waren untercarbonische Faunen aus Ungarn, der südlichen und östlichen Balkanhalbinsel sowie dem ganzen ostmediterranen und südpontischen Gebiete unbekannt. Die enorme Ausdehnung der bisherigen terra incognata erhellt am besten aus der Aufzählung der zunächst gelegenen Vorkommen von marinem Untercarbon: Krakau, Sudeten (Mähren und Eulengebirge), Ostalpen (Veitschtal in Steiermark, Noetsch am Dobratsch); dann Bosnien und nach einer gewaltigen Unterbrechung der Arpatschaifluß zwischen Eriwan und Nachitschewan in Hocharmenien, den Donjetz und Zentralrußland (Moskau).

Bemerkenswert ist die Ähnlichkeit der faziellen Entwicklung der ungarischen Vorkommen mit den schlesischen und ostalpinen Fundorten, welche die Noetscher Schichten, d. h. kalkige Tonschiefer der Stufe des *Productus giganteus* mit mariner Litoralfauna enthalten. In Hocharmenien, Heraklea, Südrußland und bei Krakau haben wir dagegen eine reine Kalkfazies, d. h. typischen Kohlenkalk, in Zentralrußland eine halb limnische Entwicklung mit Braunkohlenflözen und Stigmarienwurzeln.

Auch in tektonischer Hinsicht scheint Ungarn sich dem Westen anzuschließen, wo die mittelcarbone Faltung das einschneidendste Ereignis der jüngeren paläozoischen Ära darstellt.

Die dem höheren Untercarbon zugehörigen Faunen von Dobschau und Kornyarewa sind die ältesten versteinерungsführenden Schichten im karpathischen Ungarn; denn die mitteldevonischen Korallenkalke von Egy-

házasfüzes im Eisenberger Komitat, sind als Ausläufer des Grazer Devon anzusprechen und gehören also im tektonischen Sinne noch dem alpinen Gebiete an.

Auch in nationalökonomischer Hinsicht besitzt die Altersbestimmung vielleicht einigen Wert: Überall, wo obercarbonische marine Faunen in Mittel- und Westeuropa beobachtet wurden, fehlt die produktive Entwicklung der Steinkohlenformation unbedingt und vollständig. Über den gefalteten untercarbonischen Schichten pflegen dagegen produktive Carbonablagerungen aufzutreten. Ungarn schließt sich also in dieser Hinsicht der mitteleuropäischen Ausbildungsform des Carbon an; es wäre nicht undenkbar, daß irgendwo im Bereiche der karpathischen Kerngebirge oder des inneren Gürtels im Hangenden des in der Mitte der Carbonzeit gefalteten älteren Paläozoicum und im Schutz der mächtigen jüngeren Sedimentdecken eine Scholle der produktiven Steinkohlenformation erhalten wurde.

Das nordungarische Vorkommen enthält Schiefer mit Versteinerungen in Steinkernerhaltung und vereinzelte Korallen, in den Südkarpathen liegen Kalklinsen von ziemlicher Mächtigkeit als Einlagerung in Schiefer.

a) Dobschau (Nordungarn).

Die Carbonfauna von Dobschau umfaßt nach der vorliegenden monographischen Untersuchung folgende Arten: *Griffithides* cf. *minor* WOODW. em. FRECH, *G. dobsinensis* ILLES, *Euphemus Orbignyi* PORTL., *Murchisonia Kokeni* nov. nom., *Euomphalus (Straparollus)* cf. *grandis* KON., *E. pentangulatus* SOW.?, *Myalina ampliata* RYCKH. n. var. *pannonica*, *Aviculopecten* sp. ex. aff. *A. granosus* PHILL., *A. Hoernesianus* DE KON.?, *Edmondia* cf. *anodonta* DE KON., *Sanguinolites* sp. aff. *S. parvulus* DE KON., *Solenomya* sp., *Spirifer striatus* MART. typ., *Sp. striatus* var. *Sowerbyi* DE KON., *Sp. integrigostia* PHILL., *Sp. trigonalis* MART., *Sp. bisulcatus* SOW., *Sp. duplicigostia* PHILL., *Spiriferina octoplicata* PHILL., *Retzia (Trigeria) radialis* PHILL., *Athyris Royssii* L'EV., *Productus punctatus* MART., *P. semireticulatus* MART., *P. corrugatus* M'COY.?, *P. scabriculus* MART., *Orthothes crenistria* PHILL. sp., *O. radialis* PHILL., Crinoidenstiele, Bryozoenreste, *Cyathophyllum pannonicum* n. sp., *Zaphrentis* cf. *intermedia* KON., *Asterocalamites* sp.

Wie schon bei der Beschreibung der Spezies, besonders der Spiriferen hervorgehoben wurde, sind sämtliche vorkommende Arten entweder nur aus der Oberstufe des Untercarbon bekannt oder — wie die wenigen neu bekannten Arten und Varietäten — mit Spezies dieser Stufe zunächst verwandt. Dobschau ist also ein typischer Vertreter der Stufe des *Productus giganteus*, d. h. des oberen Untercarbon. Insbesondere ist bei Dobschau keine einzige bezeichnende Art aus der unteren Stufe (des *Spirifer tornacensis*) gefunden worden; das Fehlen der Leitform der oberen Stufe (*Productus giganteus*) wird durch eine Reihe bezeichnender Arten dieser Stufe mehr als aufgewogen.

Hierzu gehören die sechs Arten von *Spirifer*, ferner: *Euphemus Orbignyi*, *Productus punctatus*, *P. semireticulatus*, *P. scabriculus*, *Orthothes crenistria*, *O. radialis*, *Retzia radialis*.

b) Kornyaréva.

Das Vorkommen von Kornyaréva in den Süd-Karpathen umfaßt außer einem nicht genauer bestimmbareren *Clisiophyllum* zwar nur fünf, aber durchaus bezeichnende Arten: *Spirifer striatus* s. str., *Sp. bisulcatus* Sow., *Orthothetes crenistria* PHILL. sp., *Michelinia favosa* GOLDF. sp., *Syringopora ramulosa* GOLDF.

Michelinia favosa bezeichnet besonders die Unterstufe des Unter-carbon, geht aber jedenfalls noch bis in die Übergangszone von Silberberg hinauf, während über das Vorkommen in der eigentlichen Stufe des *Productus giganteus* nur Literaturangaben vorliegen. Mir ist kein Exemplar aus der Oberstufe durch eigene Anschauung bekannt geworden.

Alle übrigen Formen sind bisher nur in der Oberstufe des Unter-carbon, der des *P. giganteus* gefunden worden, zu der demnach das Vorkommen von Kornyaréva zu zählen ist.

Um über die Altersbestimmung der isolierten ungarischen Vorkommen ins klare zu kommen, wurde eine Reihe von Vergleichsstücken meist aus dem schlesischen Unter- und Obercarbon beschrieben und abgebildet, so *Griffithides mucronatus* F. RÜM. sp., *Euphemus sudeticus* nov. nom. (FRECH) (= *Bellerophon Urei* auct.), *Bellerophon anthracophilus* n. sp. (FRECH), beide aus der sudetischen Stufe Oberschlesiens und *Euphemus Kükenthali* n. sp. aus dem oberen Untercarbon von Altwasser.

Die weite Verbreitung, welche kalkige Schiefer bzw. Schiefer mit Kalklinsen in Osteuropa besitzen, legt die Frage nahe, wie man die untere Abteilung der Steinkohlenformation benennen soll: Kohlenkalk, Culm oder Untercarbon? Der „Kohlenkalk“ (mountain limestone, d. h. Gebirge bildender Kalk mit steilen Wänden) bezeichnet so unzweifelhaft die Entwicklung mächtiger, d. h. Steilabstürze bildender Kalke, daß schon die wenig mächtigen Linsen und Schichten des schlesischen Kohlenkalkes kaum mehr dem eigentlichen Begriff entsprechen.

Die Faziesentwicklung des Untercarbon zeigt ferner, wie wenig glücklich der schon früher vom Verf. beanstandete Ausdruck „Culm“ für schieferiges oder sandig-konglomeratisches Untercarbon gewählt ist: die wirkliche culmiferous series Südenslands bezeichnet unreine Kohlenflötze und die zugehörigen sandig-schieferigen Ablagerungen, entspricht also faziell nur:

1. der Pflanzengrauwacke des Kontinents in der gewöhnlichen Nomenklatur.

Zum „Culm“ auct. gehören aber ferner:

2. die Noetscher Schichten mit der Brachiopodenfauna des Kohlenkalkes,

3. die Posidonienschiefer mit *Glyphioceras sphaericum* und eingelagerten

4. schwarzen Culmkalken ebenfalls mit *Gl. sphaericum* (Hagen, Iberg, bei Grund) und endlich

5. „Culmkieselschiefer“ (Lydite, Hornsteine) mit Radiolarien.

Das sind also alle Ablagerungen von der beinahe kontinentalen Strandzone (1) bis zu den radiolarienführenden Bildungen des tiefen

Meeres (5); ihr gemeinsames Merkmal ist nicht einmal das Fehlen des Kalkes, sondern nur die dunkle Farbe des Gesteines.

Die Verwirrung wird dadurch größer, daß die eigentliche „upper culmiferous series“ die Pflanzen des gewöhnlichen produktiven Kohlengebirges umfaßt und demnach zum Obercarbon gehört. Insofern war D. STUR in gewissem Sinne im Recht, wenn er die sudetische Stufe Oberschlesiens (Ostrauer Schichten bis Sattelföz-Horizont einschl.) als Oberculm angesehen hat.

Die Konfusion wird dadurch gesteigert, daß E. DATHE in dem eigentlichen unbestrittenen schlesischen Untercarbon nach petrographischen Merkmalen einen „unteren Culm“ und einen „oberen Culm“ unterscheiden möchte. Der Vergleich von D. STUR 1877 und E. DATHE 1904 ergibt also:

	D. STUR 1877	E. DATHE 1904				
Obercarbon: Sudetische Stufe	Oberer Culm	Waldenburger Schichten etc.				
Untercarbon	Unterer Culm	<table style="border: none;"> <tr> <td style="border: none;">}</td> <td style="border: none;">Oberer Culm</td> </tr> <tr> <td style="border: none;">{</td> <td style="border: none;">Unterer Culm</td> </tr> </table>	}	Oberer Culm	{	Unterer Culm
}	Oberer Culm					
{	Unterer Culm					

Ursprünglich hat FERD. ROEMER die Anwendung des bequemen ein-silbigen Wortes Culm befürwortet. Nachdem jetzt das Wort lediglich die Verwirrung befördert¹, ist der Gebrauch des Wortes Culm am besten zu vermeiden. Daß fünf z. T. grundverschiedene Fazies des Untercarbon zum „Culm“ gehören, ginge noch an; aber es ergibt sich ferner, daß der eigentliche Culm Englands (upper culmiferous series) sowie der obere Culm STUR's ohne jeden Zweifel zum Obercarbon, d. h. zu der produktiven Steinkohlenformation gehören.

Frech.

1. **Harold Parkinson:** Über eine neue Culmfauna von Königsberg unweit Gießen und ihre Bedeutung für die Gliederung des rheinischen Culms. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 55. 331. 1903. Mit 2 paläont. Taf.)

2. **Karl Sommer:** Die Fauna des Culms von Königsberg bei Gießen. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXVIII. 611. 1909. Mit 4 paläont. Taf.)

Im Jahre 1900 entdeckte Ref. in der Nähe des obengenannten Städtchens im Biebertale nördlich von Gießen innerhalb der dort weit verbreiteten Culmschichten an mehreren Punkten eine eigentümliche kalkige Breccie, deren Fauna durch ihre großen Producten und Korallen sich als durchaus abweichend von den beiden bis dahin allein bekannten

¹ Wie aus der Gleichwertigkeit des „oberen Culms“ DATHE's mit dem unteren Culm STUR's schlagend hervorgeht.

Culmfaunen jener Gegend, der unmittelbar an der Basis des Culms gelegenen (von Prof. HOLZAPFEL bearbeiteten) Fauna von Erdbach und Breitscheid und der etwas höher liegenden altbekannten Fauna von Herborn mit *Posidonia Becheri* zu erkennen gab. Die erwähnte Schieferbreccie tritt in mehreren getrennten Bänken innerhalb dunkler, dachschieferartiger Schiefer mit darin eingeschalteten Grauwackenbänkchen auf, Gesteinen, wie sie im Süden und Osten des rheinischen Gebirges in der Übergangszone der Posidonienschiefer zur überliegenden sogen. Culmgrauwacke überall entwickelt zu sein pflegen. Schon daraus ergibt sich, daß die neue Fauna jünger sein muß als die Faunen von Breitscheid und von Herborn.

In dem den Kern der PARKINSON'schen Arbeit bildenden paläontologischen Teile der Arbeit gibt Verf. eine genaue Beschreibung der von ihm in wochenlanger mühseliger Sammeltätigkeit zusammengebrachten, im ganzen aus etwa 50 Arten bestehenden Fauna. Leider ist die Erhaltung der Fossilien infolge ihrer sehr fragmentären Beschaffenheit und starken Verdrückung recht ungünstig, so daß trotz aller aufgewandten Mühe die Artbestimmung in vielen Fällen mehr oder weniger unsicher bleiben mußte. Wie in anderen ähnlichen Faunen, so überwiegen auch hier die Brachiopoden und unter diesen wieder die Producten. Daneben sind besonders Lamellibranchiaten und Gastropoden vertreten, während Trilobiten und Bryozoen viel spärlicher erscheinen und Crinoiden, Korallen (von denen sich zuweilen armdicke Bruchstücke finden), Pflanzen u. a. nur in sehr trümmerhaftem Zustande vorkommen.

Unter den *Productus*-Arten nennen wir *giganteus*, *punctatus*, *semireticulatus*, *scabriculus*, *undatus*, *pustulosus*, *fimbriatus* u. a.; von anderen Brachiopoden *Chonetes papilionacea*, *hardrensis*, *Buchiana*, *Orthotetes crenistria*, *Orthis Michelini* und *resupinata*, *Athyris Royssii*, *squamosa* und *planosulcata*, *Spirifer trigonalis*, *Spiriferina insculpta*; von Zweischalern *Macrodon squamosus*, *multilineus* u. a., *Nucula gibbosa*, *Scaldia globosa*, *Conocardium aliforme*, *Aviculopecten*; von Schnecken *Bellerophon reticulatus*, *Pleurotomaria blanda* u. a.; von Trilobiten *Phillipsia Eichwaldi* var. und *gemmulifera* und *Griffithides seminifer*; von Korallen *Pleurodictyum Dechenianum*. Eine interessante Form ist auch *Archaeocidaris Regimontana* n. sp.

Wie man sieht, hat man es mit einer typischen Vertretung der belgischen Viséfauna, also der Oberstufe des Kohlenkalks zu tun. Dieses Ergebnis erfährt noch eine weitere Bestätigung durch die unter 2 aufgeführte Abhandlung von K. SOMMER, der auf Grund neuer nachhaltiger Aufsammlungen und Präparationen die Königsberger Fauna einer erneuten Bearbeitung unterzogen hat. Unter den 90 von ihm im ganzen aufgeführten Arten seien hier genannt *Productus corrugatus* und *margaritaceus*; ferner *Chonetes comoides*, *Orthotetes radialis*, *Rhynchonella pleurodon*, *Spirifer striatus*, *bisulcatus*, *ovalis*, *integricosta* und *trigonalis*, *Pteronites naviformis*, *Sanguinolites discors*, verschiedene Arten von *Loxonema*, *Naticopsis*, *Phanerotinus* u. a.; ferner *Orthoceras scalare* und *Glyphioceras cf. sphaericum*.

Daß übrigens die Fauna von Königsberg keineswegs auf die Umgebung von Königsberg selbst beschränkt ist, geht daraus hervor, daß DREVERMANN genau dieselbe kalkige Schieferbreccie (mit Crinoidenstielen und Producten) im Hangenden der Posidonienschiefer auch in der Nähe des (in der Luftlinie einige 50 km von Königsberg entfernten) Städtchens Battenberg a. d. Eder beobachtet hat.

Auf Grund dieser Feststellungen sowie der Wahrnehmung HOLZAPFEL's, daß die Erdbach-Breitscheider Fauna dieselben Prolecaniten enthält, wie sie im tiefsten Horizont des belgischen Kohlenkalks, der sogen. Étroeungt-Stufe, auftreten, gelangt nun PARKINSON zu einer Dreiteilung des Culms am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges in 1. die Kalke von Erdbach-Breitscheid mit den innig mit ihnen verbundenen Kieselschiefern, 2. die Posidonienschiefer von Herborn und 3. die Schiefer von Königsberg mit der Visé-Fauna.

Diese Dreiteilung würde vollständig der Dreigliederung des Kohlenkalks in Belgien entsprechen:

Culm im O. des rhein. Geb.	Kohlenkalk Belgiens.
3. Königsberger Schiefer.	3. Visé-Stufe.
2. Posidonienschiefer von Herborn.	2. Tournai-Stufe.
1. Kalk von Erdbach-Breitscheid, Kieselschiefer und Adinolen.	1. Étroeungt-Stufe.

Sind diese Anschauungen begründet, so liegt es nahe, PARKINSON auch darin zuzustimmen, wenn er die über den Königsberger Schiefen liegende mächtige Folge von mehr oder weniger groben, feldspatführenden, von organischen Resten fast nur Landpflanzen einschließenden Grauwacken und Konglomeraten nicht mehr dem Culm zugerechnet sehen will, sondern sie, wie schon R. LUDWIG und v. DECHEN, als Äquivalente des flözleeren Westfalens betrachtet. Die Bezeichnung „flözleere Grauwacke“ würde für diese namentlich im Edergebiete sich zu großer Mächtigkeit entwickelnden Schichten ganz passend sein.

Kayser.

Juraformation.

E. W. Benecke: Über einen neuen Juraaufschluß im Unter-Elsaß. (Mitt. d. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen. 6. 1909. 401—460. Mit 3 Taf.)

Auf dem bei Scharrachbergheim (zwischen Molsheim und Zabern im Unter-Elsaß) gelegenen Scharrachberge wurden durch eine 1908 vorgenommene, 16,5 m tiefe Brunnengrabung blau- oder hellgraue Mergel durchfahren, welche in ihrem liegendsten Teile eine feste, graublaue Kalkbank einschließen.

Nach den in diesen Schichten aufgefundenen Fossilien glaubten VAN WERVEKE und Verf. in denselben ein Äquivalent der tieferen Ab-

teilung des weißen Jura α Schwabens erblicken zu können (vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1908. 609—610).

Durch die kürzlich von BENECKE ausgeführte genaue Untersuchung der Petrefacten hat sich indessen ergeben, daß die bezeichneten Mergel fast ganz dem oberen Callovien entsprechen: die Mehrzahl der beschriebenen Ammoniten, nämlich *Cosmoceras Jason* REIN. sp., *Reineckia Greppini* OPP. sp., *Stephanoceras cf. coronoides* QU. sp., *Perisphinctes (Grossouvreia)* sp. und die zahlreichen Exemplare von *Harpoceras (Hecticoceras) pseudo-punctatum* LAH., *H. cf. metomphalum* BON., *H. solinophorum* BON. und *H. cf. lunula* REIN. sp., weist auf das Niveau der Ornatentone hin, während aus der Anwesenheit eines dem *Aspidoceras biarmatum* ZIET. sp. nahestehenden Cephalopoden und der *Aulacothyris impressa* BRONN sp. geschlossen werden kann, daß die obersten Mergellagen vielleicht der *Lamberti*-Zone oder dem allertiefsten Oxfordien angehören.

Die Fauna der Callovienmergel des Scharrachberges, welche außer den eben genannten Versteinerungen noch *Rhynchonella triplicosa* QU. sp., acht verschiedenartige Bivalven (darunter *Posidonomya Buchi* A. ROEM.), *Belemnites calloviensis* OPP., *Aptychus* sp. und eine Foraminifere (*Robulina rotulata* LAM.) umfaßt, läßt, wie natürlich, manche Beziehungen zu den gleichalterigen Tiergesellschaften der benachbarten Gebiete des badischen Oberlandes und des Schweizer Juragebirges, Schwabens und Lothringens erkennen, welche gewiß einst von einer zusammenhängenden Juradecke überzogen waren.

F. Trauth.

B. Aeberhardt: Note sur la faune de l'Oxfordien inférieure du Jura bernois. (Ecl. geol. Helv. 8. 439—444. 1905.)

Verf. stellt zwei Fossilisten nebeneinander, von denen die eine die Fauna des unteren Oxford von einer Lokalität an der Südflanke des Graitery, die andere die von der Lokalität Rouges-Terres bei Saingnelégier verzeichnet. Von dem Reichtum dieser Fundstellen kann man sich einen Begriff machen, wenn man hört, daß an der ersteren über 700, an der letzteren über 1300 Stück Ammoniten gesammelt sind. Die Schichten von Rouges-Terres sind etwas jünger als die am Graitery. Daher sind nur 26% der Arten beiden Lokalitäten gemeinsam und von diesen zeigen wieder manche an den beiden Orten sehr ungleiche Häufigkeit.

Otto Wilckens.

R. Nicklès: La série liasique dans la région de Tournemire (Aveyron). (Bull. de la Soc. géol. de France. (4.) 7. 1907. 569—583. Mit 2 Textfig.)

—: L'Hettangien et le Sinémurien du Cernon et de Nant. (Ibid. 584—595. Mit 3 Textfig.)

—: La Région plissée du Buèges. (Ibid. 619—631. Mit 8 Textfig. und 1 Taf.)

In der erstgenannten Studie liefert Verf. eine stratigraphische Beschreibung des Liasgebietes von Tournemire im Département Aveyron, welche eine wertvolle Ergänzung der Untersuchungen von P. REYNÈS und CH. AUTHELIN über die gleiche Region bildet.

Die Liasformation weist von unten nach oben folgende Glieder auf:
Charmouthien.

I. Die Zone des *Polymorphites Jamesoni* und *Amaltheus ibex* besteht aus 5—6 m mächtigen aschgrauen Kalken, welche mit Mergelbänken wechsellagern und gegen oben von diesen fast ganz verdrängt werden. Ihre Fauna umfaßt einige Ammoniten und Bivalvenarten, darunter namentlich Pholadomyen.

II. Die Zone des *Lytoceras fimbriatum* wird von dunklen, mergeligen Kalkschichten zusammengesetzt, welche eine Mächtigkeit von 7—9 m besitzen und neben der genannten Leitform *Liparoceras Bechei*, *Deroceras Davoei* und einige Muschelspezies führen.

III. Die Zone des *Amaltheus margaritatus*. Ihre schwarzen, blätterigen Mergel dürften in einer nicht unbeträchtlichen Meerestiefe abgelagert worden sein, wie aus dem häufigen Auftreten von Phylloceren hervorzugehen scheint. Dieselben werden von Belemniten, Amaltheen, Rhacophylliten, Coeloceren, Lytoceren, Harpoceren und Nuculen begleitet. Das Versteinerungsmaterial ist vorwiegend Pyrit.

IV. Die Zone des *Amaltheus spinatus*. Ihre bis 15 m mächtigen dunklen Mergel unterscheiden sich von den ihnen petrographisch sehr ähnlichen der vorigen Zone durch die Führung von leicht spaltbaren Knollen, welche einen Durchmesser von 1 m erlangen können. Fossilien kommen in diesem Horizonte ziemlich selten vor.

Toarcien.

Der obere Lias von Aveyron erfreut sich infolge seines Reichthums an pyritisierten Ammoniten, welche REYNÈS ausführlich beschrieben hat, bei den französischen Geologen seit langem einer gewissen Berühmtheit. Bei Tournemire läßt er sich in folgende sechs Zonen gliedern, deren vorwiegend tonige Straten als der Absatz einer großen Meerestiefe betrachtet werden müssen:

I. Die Zone des *Harpoceras falciferum*. Harte, bituminöse Schiefer, die sich bei der Verwitterung mit Hydrocarbonaten bedecken und mitunter *H. falciferum* einschließende Kalkknollen führen. Ihre Fauna besteht aus Ammoniten mit Aptychen, Posidonomyen, Inoceramen und Fischresten.

II. Die Zone des *Hildoceras bifrons*. An ihrer Basis treten blätterige Mergel auf, welche zuweilen pyritisierte Ammoniten (*Coeloceras Braunianum*, *Phylloceras Nilssoni* und Lytoceren) enthalten. Ungleich häufiger erscheinen Fossilien (Belemniten, Phylloceren, Lytoceren, *Hildoceras bifrons*) in den darüber folgenden und manchmal mit Kalkeinlagerungen verknüpften Mergeln, deren geringe Konsistenz oft Anlaß zu Gehängeschlipfen gibt. Die in ihrer obersten Abteilung vorherrschenden Versteinerungen bilden Coeloceren (besonders *Coeloceras crassum*).

III. Die Zone des *Grammoceras fallaciosum*, welche von REYNÈS als Zone des *Ammonites jurensis* bezeichnet worden ist. Sie besteht aus weichen, dunkelblauen und fossilarmen Mergeln, deren Basis eine 1 dm dicke und an *Grammoceras fallaciosum* und *Paroniceras sternale* reiche Kalkbank darstellt.

IV. Die Zone der *Dumortieria radiosa*, von REYNÈS als oberer Teil der *Jurensis*-Zone gedeutet. Sehr dunkle, blätterige Mergel mit Abdrücken der genannten Leitform.

V. Die Zone des *Grammoceras aalense*. Kalkknollen enthaltende Mergel, welche gelegentlich pyritisierte oder verkalkte Schalen von *G. aalense*, *G. maetra* und *Lucina plana* geliefert haben.

VI. Die Zone des *Lioceras opalinum*. Eine ziemlich mächtige Serie von Mergelkalken mit einigen schlecht erhaltenen Grammoceren und Dumortierien hält Verf. für die Zone des *L. opalinum*, obgleich dieser Ammonit in denselben nicht gefunden werden konnte. Ihr Hangendes bildet eine ca. 10 m starke Wechsellagerung von graublauen Mergel- und Kalkbänken, welche nach der hier am häufigsten vorkommenden Versteinigung als Schichten der *Rhynchonella ruthenensis* bezeichnet werden.

Das nun folgende Bajocien und Bathonien wird nur ganz summarisch behandelt.

Bajocien.

An seiner Basis stellen sich ziemlich mächtige, sandige Kalke ein, welche häufig *Cancellolophycus scoparius* und *Ludwigia Murchisonae* führen und daher als *Murchisonae*-Zone angesprochen werden müssen. In den sie überlagernden und durch ihren Reichtum an Hornsteinen ausgezeichneten Kalkbänken treten häufig Bivalven und dicke Terebrateln auf. Die oberste Abteilung des Bajocien besteht aus oolithischen Kalken mit koralligenen Riffen, welche gegen Osten mehr und mehr der Dolomitisation anheimfallen.

Bathonien.

Seine tiefere Partie wird von dünnbankigen, sublithographischen Plattenkalken gebildet, welche nicht selten verkalkte *Chara*-Samen und *Planorbis*-Schälchen einschließen. Während sie bei Tournemire unmittelbar auf den oolithischen Kalken des oberen Bajocien aufruhend, schaltet sich zwischen diesen beiden Stufen bei Liguise und Cavalerie ein Lignithorizont mit brackischen Muscheln (*Cyrena*, *Pteroperna*) und Pflanzenresten ein.

Die obere Abteilung des Bathonien erscheint in Form der kahlen Dolomite, welche die Tournemire beherrschenden pittoresken Felsen zusammensetzen. Ihre meist schlecht erhaltenen Fossilien gehören den Gattungen *Pecten* und *Terebratula* an.

In der an zweiter Stelle zitierten Veröffentlichung erörtert Verf. den geologischen Bau der Umgebung von Ste. Eulalie-du-Cernon sowie die Gliederung des Unterlias dieser Region und von Mas-du-Pré bei Nant.

Die wichtigste tektonische Erscheinung in dem genau beschriebenen Profile von Ste. Eulalie ist die große „Faille du Cernon“, welche sich aus der Gegend von St. Affrique über das Cernon-Tal, l'Hospitalet und Molières bis Vizan verfolgen läßt.

Der aus Unter-, Mittel- und Oberlias und Bajocien bestehende Nordflügel erscheint an diesem Bruche gegen den Mittel- und Oberlias sowie Bajocien und Bathonien umfassenden Südfügel emporgehoben zu sein, doch senken sich weiter gegen Norden seine Schichten wieder zu der gleichen absoluten Höhe hinab, welche sie im Südfügel einnehmen. Einen ganz ähnlichen, durch die Anwesenheit einer derartigen Faille charakterisierten Strukturtypus weisen auch die Täler von Cornus, St. Felix-l'Héras und St. Etienne-de-Gourgas auf.

Das Hettangien des Cernon-Tales und von Mas-du-Pré, dessen Liegendes von Rhätsandsteinen, Mergelkalkbänken mit Pflanzenresten und einer ziemlich mächtigen Dolomitschicht gebildet wird, besteht aus kieseligen oder knolligen Kalken mit silifizierten Fossilien (*Pentacrinus*, *Neuropora*, *Spiriferina*, *Ostrea*, *Protocardia*, *Patella*). Das Vorkommen eines von verkieselten Astrocoenien, Isastraeen und Thecosmilien aufgebauten Korallriffes bei Mas-du-Pré sowie das Erscheinen analoger Riffe im Hettangien von Lodève, Murène, St. Felix-l'Héras und im Dép. Ardèche läßt erkennen, daß der Süd- und Ostrand des französischen Zentralplateaus zur Zeit des Infralias von einem Korallriffgürtel eingesäumt war.

Zum Sinémurien gehören bläuliche Mergelkalke, welche lokal auf wenig mächtigen hellen Kalken (?Hettangien oder unteres Sinémurien) aufruhend und eine der Oberregion des Unterlias entsprechende Fauna (Crinoiden, *Arietites nodotianus*, *Deroceras armatum*, *Oxynticeras*, Bivalven, Brachiopoden, *Pleurotomaria*) geliefert haben. Nach den sorgfältigen Untersuchungen des Verf.'s besitzt das obere Sinémurien im Dép. Aveyron sicherlich eine viel größere Verbreitung als bisher angenommen worden ist.

Das Charmouthien, Toarciens und Bajociens der soeben besprochenen Gegenden stimmt bestens mit den gleichalterigen Schichten bei Tournemire überein.

Die dritte Studie endlich beschäftigt sich mit dem geologischen Bau der den Südostrand des Plateaus von Larzac bildenden Bergkette „la Séranne“ und der ihr im Südosten vorgelagerten, posteocänen Faltungsregion von Buèges, welche nach Südwesten in die Faltenzone bei Clermont-l'Hérault übergeht und mit dieser als die Fortsetzung der übergelegten nordpyrenäischen Falten betrachtet werden kann.

Die aus Malm- und Neocomschichten aufgebaute Séranne stellt der Hauptsache nach eine nordöstlich streichende und zwischen zwei Brüchen gelegene flache Mulde dar: ihre Nordwestgrenze wird durch die „Faille de Coulet“ bezeichnet, an welcher das sogen. Massiv von St. Laurent-le-Minier vertikal gegen die Séranne abgesunken und bei Brissac das Tithon des Nordostsporns dieser Bergkette auf die nordwestlich von dem-

selben zutage tretenden Neocomschichten relativ flach aufgeschoben erscheint; eine Absenkung der Séranne gegen das Faltungsgebiet von Buèges erfolgte an ihrer Südostgrenze, der „faille de la Séranne“, welche von la Tour (N. Bédarieux) bis St. Hippolyte-du-Fort zieht.

Einen guten Einblick in die Struktur der Faltenregion von Buèges, welche sich als eine stark dislozierte Antiklinale („anticlinal de Buèges“) mit nordwestwärts geschobenen, sekundären Schuppen darstellt, gewährt das vom Verf. ausführlich beschriebene Profil vom Südosthang der Séranne über Figaret nach St. André-de-Buèges. Die unmittelbar südöstlich von der „faille de la Séranne“ mit inverser Lagerung steil gegen Südosten einschließenden Charmouthienbänke müssen als der überstürzte Stirnteil der nach Nordwesten geschobenen Antiklinale von Buèges gedeutet werden. Sie werden im Südosten von drei aus südostwärts fallenden mergeligen Keuper- und kieseligen Hettangenschichten bestehenden Schuppen überlagert. An diese schließt sich weiter gegen Südosten eine aus der ganzen Liasformation, dem Bajocien, Bathonien und dem einen Bergriegel bildenden Oxfordien bestehende „Brachysynklinale“ an, deren plötzliches Emporsteigen im Defilé von St. André-de-Buèges Anlaß zur Entstehung einer lokalen Faille gibt. Indem man diese südostwärts überschreitet, verläßt man die Faltungszone von Buèges und betritt ein verhältnismäßig ungestörtes Gebiet, welches von flach gegen Südosten einfallenden Lias- und Doggerstraten zusammengesetzt wird.

F. Trauth.

F. Favre: Sur la coexistence d'*Oppelia subradiata* Sow. et d'*Oppelia aspidoides* OPP. dans le Bajocien et dans le Bathonien. (Compt. rend. somm. des séances de la Soc. géol. de France. 1909. 70—71.)

Die Untersuchung mehrerer, aus dem französischen Bajocien und Bathonien stammenden Oppelien führte Verf. zu dem Ergebnisse, daß *Oppelia subradiata* Sow. und *O. aspidoides* OPP. in den beiden genannten Jurastufen nebeneinander auftreten, wobei die erstere Spezies ziemlich unverändert aus dem Bajocien in das Bathonien emporsteigt, während die letztere im Bajocien einen rundlichen Siphonalkiel besitzt und erst im Bathonien ihre durch einen scharfen Kiel charakterisierte, typische Ausbildungsweise erlangt. Es ist demnach die scharfkielige *O. aspidoides* des Bathonien eine „Mutation“ der stumpfkieligen des Bajocien, welche sich durch ihre Lobenlinie und geringere Rippenzahl von der ihr sehr nahe verwandten *O. subradiata* unterscheidet und als eine „Varietät“ dieser Art aufgefaßt werden kann. Jedenfalls stellt die *O. aspidoides* keine Mutation der *O. subradiata* dar, als welche sie W. WAAGEN 1869 bezeichnet hat.

F. Trauth.

G. dal Piaz: Nuovo giacimento fossilifero del Lias inferiore dei Sette Comuni (Vicentino). (Mém. de la Soc. paléont. Suisse. 35. 1908. 1—10. Mit 1 Taf.)

Vor einigen Jahren entdeckte Verf. im Bachbette der Val' d'Assa auf der Hochebene der Sette comuni einen losen Block eines sehr fossilreichen Unterliaskalkes, welchen er bald danach anstehend am rechten Gehänge der Valle Portule (unweit Ghertule) sowie in Spuren an mehreren Stellen der nördlichen Partie des genannten Hochplateaus auffinden konnte.

Das hier an der Basis der „grauen Kalke“ auftretende Gestein ist ein vorherrschend weißer, cavernöser Kalk, welcher mitunter rosafarbige Flecken aufweist und eine dichte oder zuckerkörnige Struktur annimmt. Sowohl durch seine petrographische Beschaffenheit als durch seine aus vielen Gastropoden sowie einigen Lamellibranchiaten und Brachiopoden bestehende Fauna erinnert dasselbe an die gleichalterigen Ablagerungen des Monte Pisano, ganz besonders aber an die der Montagnola von Casale und Belampo in Sizilien und stellt so ein neues Bindeglied zwischen dem zentral-appenninisch-sizilianischen und dem venetianischen Lias dar.

Verf. beschreibt in der vorliegenden Studie nur zehn charakteristische Arten — darunter *Terebratula subgregaria* n. f. — der interessanten Fauna, deren ausführliche Darstellung einer späteren Publikation vorbehalten bleibt.

F. Trauth.

M. Gemmellaro: Nuove osservazioni paleontologiche sul Titonico inferiore della provincia di Palermo. (Giornale di Scienze naturali ed economiche pubblicato per cura della società di scienze naturali ed economiche di Palermo. 27. Anno 1909. 241—264. Tav. I—II.)

I. Gasteropodi:

Mit dieser Monographie kündigt M. GEMMELLARO eine Reihe von Studien an, die die bekannten Bearbeitungen der Tithonfauna Siziliens durch seinen Vater, durch DI STEFANO und DE GREGORIO ergänzen und schließlich zu einer kritischen Neubearbeitung führen soll. In der vorliegenden Studie werden eine Reihe von seither gefundenen Gastropoden beschrieben und abgebildet. Sie stammen von Rotoli, Favare, Carini, Terrasimi und Castello di Termini Imerese bei Palermo. Von den beschriebenen Formen werden 17 als neue Arten bezeichnet, 3 werden mit Arten von Stramberg und Kehlheim identifiziert. Doch scheinen die als *Tylostoma subponderosum* SCHLOSSER abgebildeten Exemplare zu einer Bestimmung und Identifizierung wenig geeignet. Die beschriebenen Formen gehören zu *Turbo* (2), *Calliostoma* (3), *Tylostoma* (3), *Turritella?* (1), *Coelostylina* (2), *Nerinella* (1), *Nerinea* (1), *Ptygmatis* (2), *Cerithiella* (1), *Fibula* (2), *Lequania* (1), *Cerithium* (3). Das Gesamtbild der tithonischen Gastropodenfauna Siziliens erfährt damit eine Bereicherung aber keine Veränderung seiner charakteristischen Züge.

Friedrich Blaschke.

Kreideformation.

A. Guébard et Ch. Jacob: Note sur deux gisements à Brachiopodes dans le Barrémien des Alpes-Maritimes. (Ann. de la Soc. des Lettres, Sciences et Arts des Alpes-Maritimes. 20. 85—105. 2 Taf. 1906.)

Die vorliegende Mitteilung bildet einen Beitrag zur Geologie und Paläontologie der Gegend von Vence im Departement Alpes maritimes, westlich von Nizza. Hier werden Süßwasserkalke der Bartonstufe von Cenomanmergeln mit *Exogyra columba* und *Orbitulina concava* unterlagert. Ebenfalls cretaceisch, aber bisher unsicheren Alters sind Glaukonite mit schönen Rhynchonellen, deren Altersbestimmung durch die Durcheinandermengung der Fossilien erschwert wird, die man an den in Rede stehenden Lokalitäten nicht vom Anstehenden sammeln kann. Die Verf. fanden die großen Rhynchonellen aber auch in einer Bank, die unmittelbar von Hauterivientonen unterlagert wird, bei Gourdon, und zwar in einer Vergesellschaft mit typischen Cephalopodenformen des unteren Barrémien. Die erwähnten Glaukonite bisher unsicheren Alters erweisen sich teils als Albien, teils als unteres Barrémien.

Die Rhynchonellen der letzteren Stufe sind *Rhynchonella Renauxiana* D'ORB. (die sich von *Rh. irregularis* D'ORB. sehr gut unterscheidet) und *Rh. Kiliiani* JACOB n. sp., eine mit *Rh. Vasseuri* FALLOT verwandte Form. Weiter ist noch neu aus diesen Schichten *Plagiocidaris gourdonensis* LAMBERT et SAVIN n. sp.

Der Reichtum an Brachiopoden verleiht den Barrémienvorkommen von Vence und Gourdon einen besonderen, mehr neritischen Charakter gegenüber dem klassischen Barrémien der Gegend von Escagnolles. Von der Breite des Estérontales an nordwärts nimmt das Barrémien Schlammfazies an. Diese Ausbildung herrscht in der zentralen Region der subalpinen Geosynklinale; weiter westlich, auf dem rechten Rhôneufer, zeigt sich dagegen eine neritische Mergel-, in den Royans Urgonfazies. Die *Rhynchonella Renauxiana* gehört zu einer Gruppe, die in weißen Kalksteinen des Jura und der unteren Kreide sehr verbreitet ist, aber aus glaukonitischen Kalken wie denen von Vence oder gar echten Mergeln wie denen von Gourdon noch nicht bekannt war.

Otto Wilckens.

P. Steph. Richarz: Ein neuer Beitrag zu den Neocombildungen bei Kaltenleutgeben. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1908. 313—320. No. 14.)

Verf. erklärt heute die Grenze zwischen Barrémien und Trias nicht mehr wie früher durch eine Transgression, sondern durch einen Bruch mit Überschiebung von Norden.

Welter.

Franz Toula: Über STEPH. RICHARZ' Ein neuer Beitrag zu den Neocombildungen bei Kaltenleutgeben. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1908. No. 15. 337—339.)

Einige Bemerkungen zur neuen Auffassung von ST. RICHARZ.

Welter.

Tertiärformation.

R. Martin: Die untere Süßwassermolasse in der Umgebung von Aarwangen. (Ecl. geol. Helv. 9. 77—117. 1 Taf. 1906.)

Seit STUDER (1825) unterscheidet man in den Molasseablagerungen der Mittelschweiz drei Abteilungen: die untere Süßwasser-, die marine und die obere Süßwassermolasse. Später hat man noch eine Reihe von Lokalnamen eingeführt, wodurch die Klarheit nicht gewinnen konnte. Die in späterer Zeit durchgeführte Gliederung des Tertiärs im französischen Rhonetal bietet für die Einteilung der Molasse im schweizerischen Mittel- land wichtige Vergleichspunkte. Namentlich ist für die untere Süßwasser- molasse in dieser Hinsicht noch viel zu tun. Da erfahrungsgemäß die Ablagerungen am Rande eines Beckens am reichsten gegliedert, in der Mitte am einförmigsten sind, so hat Verf. es sich zur Aufgabe gemacht, die untere Süßwassermolasse der Gegend von Aarwangen einem genauen Studium zu unterwerfen. Dieselbe liegt am Jurarande des Molasselandes in einer Gegend, die meist von Quartär bedeckt ist, so daß sich die Auf- schlüsse fast nur an den Steilhängen der Molassehügel finden.

In der unteren Süßwassermolasse kann man von unten nach oben folgende Schichtgruppen unterscheiden:

1. Sandige und tonige Molasse mit Glimmer, unten mit harten, blau- grauen Sandsteinkauern, oben mit grauen und roten Sandsteinbänken, überall mit unbestimmbaren Pflanzenresten. Mächtigkeit mindestens 150 m.

2. Süßwasserkalk von Ober-Wynau, Boningen usw. mit Linnäen, Planorben und *Helix rugulosa*. Darüber wenig mächtige gelbe Tone und Mergel ohne Fossilien. Mächtigkeit 25—30 m.

3. Sandige Knauermolasse mit Tonschmitzen. Der Tongehalt nimmt nach oben zu. Mächtigkeit 6—700 m.

Die Fauna und Flora von Aarwangen liegt namentlich oben in 1., teils an der Basis von 3.

Über 3. beginnt mit einer Nagelfluhbank die marine Molasse. Wo sich Gerölle finden, hat man sicher keine untere Süßwassermolasse vor sich.

3. ist der „Molasse grise“ oder „Molasse lausannienne“ gleich zu setzen. Man hat die untere Süßwassermolasse als oberstes Aquitan betrachtet, bis STEHLIN die Fauna von Aarwangen dem „Stampien“ (Mitteloligocän) zu- wies. Der Süßwasserkalk von Wynau ist unteres Aquitan.

Die graue Molasse von Lausanne ist nur 300 und die des Rumilly- tales nur 100—120 m mächtig. Die Mächtigkeit nimmt also von NO.

gegen SW. ab, was wohl auf einer fortschreitenden Unterbrechung der Sedimentation beruht. Ursache der letzteren kann eine Regression oder eine marine Transgression sein. Offenbar handelt es sich um eine letztere. Sie drang aus SO. vor und brachte in das helvetische Becken die Marinefauna des mittleren und oberen Burdigalien des Rhonebeckens. Das Süßwasserregime dauerte in der Gegend von Aarwangen länger als bei Lausanne. Die „Molasse lausannienne“ am Nordrande des helvetischen Beckens ist das Äquivalent folgender Ablagerungen im unteren Rhonetal: 1. Süßwasserkalk von Garde-Adhémar, 2. kurze Festlandsperiode, 3. unteres und eventuell mittleres Burdigalien. Die „Molasse grise“ von Lausanne ist das Äquivalent des unteren Teiles der „Molasse lausannienne“ von Aarwangen. Erstere muß aber auch noch ins untere Miocän hineingreifen.

Die Schichtkomplexe 1. und 2. von Aarwangen entsprechen, wie das Profil der KÄNEL'schen Tongrube bei Moutier zeigt, der „Molasse alsacienne“ und dem „Delémontien“ des Jura am Nordrande des helvetischen Beckens und bei Moutier; diese beiden gehen ohne jede Grenze ineinander über; drei Stunden westlich von Moutier, bei Pichaux, wird aber das Delémontien ganz aus Süßwasserkalken und Mergeln aufgebaut, während die elsässische Molasse ihren Charakter als glimmerführenden Sand von 30—40 m Mächtigkeit behält. Elsässer Molasse + Delsbergstufe nehmen von NW. nach SO. an Mächtigkeit zu. Die „Molasse lausannienne“ fehlt im Jura.

Serie 1 und 2 von Aarwangen ist also = „Molasse alsacienne“ + „Delémontien“ = Stampien + unteres und mittleres Aquitan, Serie 3 von Aarwangen = oberes Aquitan + Festlandsperiode + unteres und mittleres Burdigalien.

Die untere Süßwassermolasse von Aarwangen ist also in der Zeit vom Stampien (Mitteloligocän) bis zum mittleren Burdigalien (Untermiocän) gebildet worden.

Die Aarwanger Molasse bildet zwei Synklinale und zwei Antiklinale: Auf die Synklinale des Dünnerntales folgt der Sattel des Born, dann die Mulde des Aaretales und die Antiklinale des Wynauberges. Die marine Molasse liegt konkordant auf der unteren Süßwassermolasse.

Otto Wilckens.

J. Stitzenberger: Fossilienlager in der Molasse nächst des Kontaktes mit dem weißen Jura bei Stockach. (Ecl. geol. Helv. 9. 396—398. 1907.)

Mitteilung über Aufschlüsse und Fossilien der unteren Süßwasser- und Meeresmolasse der Gegend von Stockach, Wahlwies usw. im südöstlichen Baden (Bodenseeegend).

Otto Wilckens.

A. von Koenen: Correlation of English Tertiary beds with those of the Continent. (Geol. Mag. Dec. V. 6. 410.)

Berichtigung der Angaben von DOLLFUS über das Paläocän und die Gliederung des englischen und norddeutschen Oligocän.

von Koenen.

Quartärformation.

C. Gagel: Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrin. II. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 29. II. 410—431. 1 Taf. 1909.)

1. Obere Grundmoräne. Die Grundmoränenebene von Fehmarn ist von ungewöhnlich mächtigem oberem Geschiebemergel gebildet; zahlreiche Bohrungen ergaben 30—50 m mächtigen oberen, den Grundwasserhorizont abschließend. Darunter folgt älteres Diluvium, Präglazial und Alttertiär. Z. T. ist die obere Moräne besonders reich an Kreide, enthält Sand- und Kieslinsen oder Schollen von Alttertiär. Das gleiche gilt von Wagrin, wo über dem Wasserhorizont 20—80 m Grundmoräne erbohrt wurde. Im Osten und Norden scheint eine geringere Mächtigkeit zu herrschen, nach der Endmoräne zu erscheint die größte. Die Unterkante der Moräne schwankt zwischen — 40 und + 77 m, auch scheint zur Zeit ihrer Ablagerung das Land eine ganz andere Höhenlage gehabt zu haben. Steinpflaster weisen auf geringe Schwankungen des Inlandeises hin. 2. Eocän-Paläocän. Es wurde der eocäne Tarras-Ton mit den Basalttuffen und die übrigen charakteristischen Gesteine des Alteocäns gefunden; aus Toneisensteingeoden eigentümliche an Belemniten erinnernde Teredogänge; von dem dislozierten Paläocän von Heiligenhafen ist ein Profil gezeichnet; auch die fetten grünen Tone sind verbreitet, so daß in Wagrin das Untereocän-Paläocän mit allen seinen bekannten charakteristischen Gesteinen und in einer bis über 250 m reichenden Mächtigkeit vorhanden ist, oft in Verbindung mit Salzwasser.

E. Geinitz.

C. Gagel: Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 30. I. 165—255.)

Hier sei über den Abschnitt referiert, welcher das Diluvium behandelt. Zwischen (bis 8 m mächtigem) normalem oberem Geschiebemergel und kalkhaltigem unterem finden sich entkalkte Sande mit Verwitterungserscheinungen, auch der untere ist z. T. noch entkalkt. An zwei Stellen treten in diesen bis 12 m kalkfreien Spatsanden Torflager auf. Auch eine jungdiluviale Endmoräne ist vorhanden: die weiter südlich gelegenen zeigen starke Veränderungen, sie werden als älter als die Interglazialschichten, unter dem unteren Geschiebemergel liegend, angesehen. Der untere Geschiebemergel geht nach unten durch Aufnahme von Braunkohlenton in eine schwarze Lokalmoräne über.

E. Geinitz.

P. G. Krause: Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 30. II. 91—108. 1909.)

Zugartig angeordnete Berge bei Mörs, als Endmoränen zu deuten, bestehen fast ausschließlich aus Kiesen südlicher Herkunft und gehören danach zur Hauptterrasse des Rheins, welche hier eine ausgedehnte, später durch Erosion und tektonische Vorgänge zergliederte Hochfläche bildete. Die Terrassenkiese wurden zu Endmoränen aufgestaucht, es finden sich dann auch nordische Geschiebe (keine Kalksteine). In den Kiesen fand Verf. fossilführende Einlagerungen, und zwar lößartigen Feinsand, Ton und kalkreichen Sand; diese Schichten sind z. T. mit gestört. Konchylien und Knochen (besonders von Frosch) zeigen eine Mischung von Land- und Süßwasserformen, entsprechend einem ruhigen Gewässer. Da die Fauna keine Formen eines kälteren Klimas enthält, sieht Verf. die Ablagerung als interglazial an und parallelisiert sie mit Tegelen. — Durch die Funde ist auch die Bildung des Rhein- und Maasdiluviums als rein fluviatil (nicht in Meeresbuchten) erwiesen.

E. Geinitz.

F. Wahnschaffe: Der Dünenzug bei Wilhelmshagen—Woltersdorf. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 30. 540—548. 1909. 2 Taf.)

Talsanddünen auf Kies resp. Grundmoränenbank, mit Flachseite nach NW., Steilseite nach SO., daher von westlichen Winden erzeugt. Sandkörner vereinzelt bis 12 mm Durchmesser (bei heftigem Winde gleitend fortbewegt).

E. Geinitz.

K. Keilhack: Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 30. 507—509. Taf. 16.)

Eine willkommene zusammenfassende Darstellung der zahlreichen neueren Einzelbeobachtungen über unsere Endmoränen. Die südlichsten Züge gibt KEILHACK als der vorletzten Eiszeit angehörig an, weil die glazialen Ablagerungen der letzten Eiszeit das südlichste Urstromtal nicht überschritten hätten und weil die Endmoränen dort im Lößgebiet liegen, der dortige Löß aber keinesfalls postglazial sei. Das südlichste Urstromtal läßt KEILHACK bei Magdeburg das Elbtal verlassen und durch das Ohretal und den Drömling zum Allertal hinüberziehen (hochgelegene diluviale Terrasse).

E. Geinitz.

K. Keilhack: Grundwasserstudien. II. Über die Grundwasserverhältnisse des Südwestfriedhofes in Stahnsdorf bei Berlin. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909.)

Die Schichten bestehen aus Feinsand, fein- bis mittelkörnigem, grobem und kiesigem Sand und Ton. Das Gefälle des Grundwassers ver-

läuft z. T. direkt demjenigen des Terrains entgegengesetzt und deckt sich nicht mit der Grundwasserscheide (trotz durchlässigen Bodens). Es werden noch besprochen die Schwankungen des Grundwassers, seine Temperaturverhältnisse und Lage zur Oberfläche.

E. Geinitz.

K. Keilhack: Über die Aufschlüsse des neuen Tagebaues Marga bei Senftenberg. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 39. 207—219. 2 Taf.)

In die schwach S.—N. geneigten Schichten der miocänen Braunkohlenformation (mit 2 Flözen) ist, ohne tektonische Störungen, ausschließlich durch Erosion das breite Urstromtal eingelassen. Die Ausfüllung des Tales besteht aus Kiesen und Sanden, hauptsächlich aus Quarz, Kieselschiefer und nordischen Feuersteinen zusammengesetzt; in denselben finden sich Einlagerungen von Holzhäcksel, das wohl aus zerstörten Torflagern stammt, und von Braunkohlengeröllen tertiären Ursprungs. Unterlagert wird der Talsand und Kies von einer Steinlage nordischen Ursprungs, überlagert von alluvialem Flachmoortorf. — Das obere Kohlenflöz ist stark durch Erosion reduziert, auch in das untere sind diluviale Schluchten eingeschritten.

E. Geinitz.

H. Potonié: Das Auftreten zweier Grenzhorizonte innerhalb eines und desselben Hochmoorprofils. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 39. 398—409.)

Die Profile vieler nordwestdeutscher Hochmoore erweisen einen starken Wechsel der Feuchtigkeitsverhältnisse, indem nämlich ein älterer *Sphagnetum*-Torf von einer schwachen *Calluna-Eriophorum*-Torfschicht überlagert wird und diese wieder von einem jüngeren *Sphagnum*-Torf. Diese Grenztorfschicht wird auf eine Trockenperiode zurückgeführt. POTONIÉ fand in dem großen Gifhorner Moor im südlichen Teile diese Angaben WEBER's bestätigt, dagegen im nördlichen Teil zwei Grenztorflager, also 5 Horizonte:

- e) Unreifer *Sphagnetum*-Torf.
- d.) (Oberer) Grenztorf.
- c) Halbreifer *Sphagnetum*-Torf.
- b) (Unterer) Grenztorf.
- a) Reifer *Sphagnetum* Torf.

Er hält das Auftreten von Grenztorfhorizonten für eine lokale Erscheinung und nicht für das Resultat säkularer Trockenperioden. Die Grenztorfhorizonte bilden auch kleine Quellhorizonte. Sie sind Trockenhorizonte, fossile, den Landklima-Hochmooren angenäherte halbtote Hochmoore, daher hier die reichen Kiefernbestände mit ausgebreiteten, brettartigen Wurzeln.

E. Geinitz.

O. Tietze: Über einen Os südlich Breslau. (Jahrb. geol. L.-A. 30. I. 134—144. 1909.)

Die Gegend von Breslau zeigt im Untergrund des Diluviums miocänen Ton mit wenig mächtiger Grundmoräne, die z. T. auch zerstört und durch Kies und Sand vertreten ist. Das jüngste Glied ist Löß, oft mit einer Unterlage von Kantengeröllen. Ein N.—S. gerichteter Höhenzug südlich von Breslau von sehr verschiedener Höhenlage und wenig über das Terrain sich abhebend zeigt 100—200 m breit zwischen Löß und Geschiebemergel Kies und Sand eingeschaltet in muldenartigen Aufragungen des Untergrundes. Er wird als Os aufgefaßt, dessen Richtung mit der dortigen Schrammenrichtung übereinstimmt. Im Süden teilweise Gabelung. Die den Kern bildenden Sande liegen horizontal, das südliche Aufsteigen ihrer Unterlage ist Folge teils von Erosion, teils von Aufpressung. Auflagerung von Moräne oder Geschiebesand fehlt.

E. Geinitz.

H. Hess v. Wichdorff: Über radiale Aufpressungserscheinungen im diluvialen Untergrund der Stadt Naugard in Pommern und ihre Beziehungen zu dem Naugarder Stau-Os. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 30. I. 145—156. 1909.)

Die Bohrungen haben sehr verschiedene Ergebnisse geliefert, indem der die unteren Sande bedeckende Geschiebemergel auf kurze Strecken von 10 m bis zu 70 m Mächtigkeit erreicht, z. T. auch ganz verschwindet. Die Profile zeigen eine intensive Faltung und Aufpressung des tieferen diluvialen Untergrundes, und zwar handelt es sich hier um radiale Aufpressung. Es ist dies eine weit verbreitete Erscheinung: die in manchen Teilen der norddeutschen Diluvialtäler vorkommende große Mächtigkeit des Geschiebemergels beruht auf Faltung und Aufpressung; der Fluß braucht aber deswegen nicht schon in interglazialer Zeit hier bestanden zu haben; gerade das Gebiet des baltischen Höhenrückens und seiner Umgebung ist der Schauplatz dieser gewaltigen glazialen Faltungen. Der Naugarder Os steht in Zusammenhang damit und zeigt eine progressiv gesteigerte Aufpressung, er stellt die Stelle der höchsten und intensivsten Aufpressung in dem radial gefalteten Gebiete von Naugard und Umgebung dar.

E. Geinitz.

L. Wehrli: Entstehung unserer Lehmlager. (Ecl. geol. Helv. 9. 394—395. 1907.)

Im Kanton Zürich und seiner Umgebung kann man folgende genetischen Typen von Lehmlagern unterscheiden:

Gehängelehm, anstehende Mergel, Moränenlehm, Seelehm, Flußlehm, Wildbachlehm, Lößlehm, Krumenlehm.

Es sind darin miocäne, quartäre und alluviale Bildungen vertreten.

Otto Wilckens.

J. Meister: Alte Durach- und Rheinschotter bei Schaffhausen und ihre Grundwasserführungen. (Ecl. geol. Helv. 9. 390—393. 1907.)

Im Rheinfallbecken treten als Ausfüllungsmaterial eines alten Rheinbettes Schotter der Riß-Eiszeit auf. In ihnen kommen u. a. Juliergranite und Diorite, aber auch oberhalb Schaffhausen Weißjura vom Randen und Phonolith vor, welche letztere durch die Durach herbeitransportiert sind. Diesem Schotter entnimmt Neuhausen das Wasser für seine Wasserversorgung und auch bei Schaffhausen ist solches daraus gewonnen. Das Grundwasser, das in diesem Kies zirkuliert, hat oberhalb Schaffhausen Überdruck, so daß Rheinwasser nicht in dasselbe eintritt; dagegen scheint sich bei Neuhausen Grund- und Rheinwasser zuzumischen.

Otto Wilckens.

Ch. Falkner: Vorläufige Mitteilungen aus dem Gebiet des Rheingletscherarmes St. Gallen—Wil. (Ecl. geol. Helv. 9. 382—383. 1907.)

Das Dach der fossilreichen marinen Molasse bildet östlich der Stadt St. Gallen eine Nagelfluhbank, die im Streichen teilweise in rötliche Mergel übergeht und somit schon zur oberen Süßwassermolasse gehört.

Westlich von St. Gallen fand Verf. einige bisher noch unbekannte Moränenwälle.

Die Schotter des Talgrundes von Bildweiher sind als fluvioglazial zu betrachten.

Auf dem Tannenbergsplateau liegen in 845 m Höhe ältere Deckenschotter; das Trockental von Hochfirst wird von einem Moränenwall durchquert. Das Gelände zwischen Tannenbergsplateau und Nollen ist eine typische Drumlinlandschaft.

Otto Wilckens.

J. Früh: Zur Bildung des Töbstaies. (Ecl. geol. Helv. 9. 388. 1907.)

Das eigentliche fluviatile Töbstaie zeigt eine obere rein fluviatile entstandene Strecke Töbstock—Steg und eine untere glaziale, in der man wieder unterscheiden kann: 1. die durch Fluß- und Schmelzwasser gebildete Strecke Steg—Turbental und 2. eine überwiegend fluvioglaziale Turbental—Pfunggen. Die Schmelzwasserrinne Wil—Bichelsee liegt heute trocken und endigt mit einer Stufe bei Turbental. Otto Wilckens.

F. Antenen: Die Vereisungen im Eriz und die Moränen von Schwarzenegg. (Ecl. geol. Helv. 9. 123—132. 1906.)

Als Eriz bezeichnet man das obere Zulgtal (nordnordwestlich von Interlaken, nördlich des Sigriswyler Grates). Verf. hat die Glazialbildungen dieses Tales untersucht und kommt zu folgenden Ergebnissen:

Es lassen sich die Rib- und die Würmvergletscherung nachweisen. Der Aaregletscher der letzten Eiszeit oder eine seitliche Abzweigung desselben drang bis ins Außereriz vor und störte die Entwicklung der Moränen des Zulggletschers. Eine Rückzugsmoräne mit zugehörigen Schottern markiert das Bühlstadium des letzteren. Während der Würmzeit existierte ein kleiner Hängegletscher im Quellgebiet des Hinter-Horrenbaches. Der Aaregletscher drang in dieser Periode noch etwa 4 km weit über den Moränengürtel bei Schwarzenegg hinaus. **Otto Wilckens.**

J. Früh: Zum Begriff Nagelfluh, speziell löcherige Nagelfluh. (Ecl. geol. Helv. 9. 408—412. 1907.)

Es wird an der Hand literarhistorischer und sprachgeschichtlicher Daten der Gebrauch und Sinn des Wortes „Nagelfluh“ und des Ausdrucks „löcherige Nagelfluh“ verfolgt und erläutert. „Löcherige Nagelfluh“ darf man nicht definieren als Nagelfluh (verkitteten Schotter), die durch Auswitterung der kristallinen Schiefergesteine löcherig geworden ist, sondern als diejenige quartäre Nagelfluh, deren verfestigendes, meist kalkiges Zement häufig fehlt, wodurch leere Räume zwischen den Geröllen entstehen.

Otto Wilckens.

P. Marshall: Notes on Glaciation in New Zealand. (Rep. Australas. Ass. Adv. Sci. 1907 (Adelaide). 3 p. 1 Taf. 1907.)

Die große Taierimoräne (Neuseeland, Südinsel, südwestlich von Dunedin) ist das einzige Anzeichen der Ausdehnung der ehemaligen Vergletscherung Neuseelands bis an die jetzige Ostküste. Diese Moräne ist 10 englische Meilen lang und 3 breit und erhebt sich bis zu 1000' Höhe. Ihr Material sind fast ausschließlich Glimmerschieferfragmente. Mancherwärts zeigt sich eine durch die Schmelzwasser erzeugte Schichtung, die überall mit 15° nach NW. einfällt. Die Oberfläche ist durch die jeden Winter neu auftretenden Landschliffe sehr deformiert. Die Taierischlucht streicht geradewegs durch die Moräne und die Schieferhügel, die sie vom Meer trennen. Sie muß jung und ferner zu einer Zeit ausgefurcht sein, als das Land in höherem Niveau lag.

Im Nordwesten wird die Moräne durch die Einsenkung des Waihalosees begrenzt. Deren Nordwestseite stellt einen steilen Abfall dar, der sich 1500' über den Boden des Beckens erhebt. Ungefähr ebenso hoch ist der Gipfel der Schieferhügel jenseits der Moräne. Wahrscheinlich liegt

das Waihalobecken und die Moräne in einer gesenkten Scholle. Dafür spricht auch die erwähnte Neigung der Schichtung in der Moräne.

Man hat meist angenommen, daß die vorzeitlichen Gletscher nur einen Abfluß gehabt hätten, nämlich den, der seiner Lage nach dem Fluß entspricht, der heute den See entwässert, und der so oft im unteren Teil des alten Gletscherbettes liegt. Aber sicher haben manche mehrere Abflüsse besessen. Der heutige Muellergletscher hat auch deren zwei.

Die frühere Vergletscherung ist nur auf der Südinsel nachgewiesen. Aber auf der Nordinsel finden sich heute an Mt. Ruapehu noch einige kleine Gletscher, von denen der größte am Südwestabfall des Berges liegt. Mit seinem Firnfeld ist er $1\frac{1}{2}$ Meilen lang und $\frac{1}{2}$ Meile breit.

Otto Wilckens.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1910

Band/Volume: [1910](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1204-1291](#)